Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der Eidgenössischen
Technischen Hochschule Zürich

Mitteilungen 108

Internationale Fachtagung über

Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre

11. Mai 1990 in Zürich

organisiert von

der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie (VAW),

dem Eidgenössischen Institut für Schnee-
und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos

und dem Geographischen Institut
der ETH Zürich

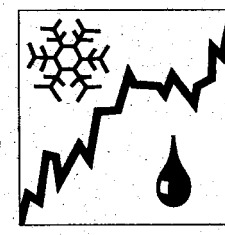
Zürich, 1990

Herausgeber: Prof. Dr. D. Vischer

Internationale Fachtagung 11. Mai 1990 in Zürich

Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, dem Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos, und dem Geographischen Institut der ETH Zürich



VORWORT

Der vorliegende, von Dr. D. Schaub und PD Dr. W. Haeberli redigierte Mitteilungsband enthält die Vorträge, die Podiumsdiskussion sowie die Schlussfolgerungen der internationalen Fachtagung über Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre, die am 17. Mai 1990 in Zürich stattgefunden hat. Diese Veranstaltung wurde gemeinsam durch die Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, dem Eidgenössischen Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos, und dem Geographischen Institut der ETH Zürich organisiert.

In den letzten hundert Jahren hat die mittlere Lufttemperatur der Erde um rund 0,5°C zugenommen, möglicherweise mitbedingt durch einen anthropogen verstärkten Treibhauseffekt. Klimamodelle sagen voraus, dass sich im nächsten Jahrhundert diese Entwicklung noch verstärken wird. Die Gefahr einer Klimaveränderung gehört, gerade auch wegen der weitreichenden gesellschaftspolitischen Konsequenzen, zu den derzeit meistdiskutierten globalen Umweltproblemen. Ziel der Veranstaltung war die Darstellung der Folgen, die eine solche Klimaänderung auf den ökologisch besonders empfindlichen Alpenraum haben könnte oder allenfalls bereits schon hat. Den Referenten wurde dazu das Szenario einer Temperaturerhöhung von rund 3° C im Verlauf des nächsten Jahrhunderts vorgegeben, wobei für jedes der behandelten Medien (Schnee und Lawinen, Gletscher, Permafrost, periglaziale Murgänge, Abfluss) fünf konkrete Fragen beantwortet werden sollten:

Mitteilung Nr. 108, 1990, der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 3-4

- Worum geht es?
  Charakteristik und Sensitivität des Mediums.

- Was ist geschehen?
  Datengrundlage, z.B. letzte 100 Jahre.

- Verstehen wir das?
  Prozessverständnis, Datenlücken.

- Was könnte geschehen?
  Zukunftsperspektiven.

- Was muss in der Forschung getan werden?
  Modelle, Monitoring etc.

Einleitend zu den entsprechenden Ausführungen geben die Beiträge von Siegenthaler und Kuhn den heutigen Kenntnisstand über den Zusammenhang der Temperaturerhöhung mit der steigenden Konzentration von Treibhausgasen und die Aussagekraft der Klimamodelle sowie die besonderen Beziehungen zwischen Atmosphäre, Schnee und Eis wieder. Im abschliessenden Podiumsgespräch wurde darüber diskutiert, wieweit Überlegungen zu sich abzeichnenden Folgen im Bereich der Wasserwirtschaft, der Schutzbautenund des Tourismus bereits heute gemacht werden sollten. Gleichzeitig wurde festgehalten, welche zusätzlichen Angaben die Praktiker in diesem Zusammenhang von der Forschung erwarten.

Einige Wochen nach der Veranstaltung trafen sich die Referenten noch einmal, um die schriftlichen Beiträge gemeinsam zu diskutieren. Dabei wurden 15 Thesen aufgestellt, die als Schlussfolgerungen die Ergebnisse der Tagung zusammenfassen und die den aktuellen Wissensstand der Beurteilung der Klimaveränderung und deren Folgen repräsentieren. Derzeit sind in vielen Bereichen erst grobe quantitative Angaben möglich. Angesichts der Bedeutung der Problematik ist eine Intensivierung ihrer Erforschung dringend notwendig, selbstverständlich bei gleichzeitiger genereller Ursachenbekämpfung.

Für ihren Beitrag zum guten Gelingen der Fachtagung, die auf ein erfreulich grosses Interesse gestossen ist, sei abschliessend noch allen Referenten, Sessionsleitern, Teilnehmern an der Diskussion und Mitgliedern des Organisationskomitees gedankt

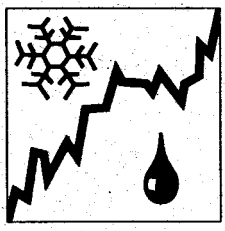
Prof. Dr. D. Vischer

INHALT

		Seite
VORWORT		3
INHALTSVERZEICHNIS		5
Themenkreis:	**AUSGANGSSITUATION**	
Sessionsleiter:	A. Ohmura	
Siegenthaler, U.	Klimaszenarien auf Grund des veränderten Treibhauseffektes	7
Kuhn, M.	Energieaustausch Atmosphäre - Schnee und Eis	21
Themenkreis:	**GRUNDLAGEN UND VORHERSAGE-MÖGLICHKEITEN**	
Sessionsleiter:	H. Lang	
Föhn, P.	Schnee und Lawinen	33
Patzelt, G. & M. Aellen	Gletscher	49
Haeberli, W.	Permafrost	71
Zimmermann, M.	Periglaziale Murgänge	89
Schädler, B.	Abfluss	109
Podiumsdiskussion:	**PERSPEKTIVEN FÜR PLANUNG UND PRAXIS**	127
Leitung:	D. Vischer	
Teilnehmer:	A. Götz K. Kelts A. Streichenberg P. Zahnd	
15 THESEN		133

Internationale Fachtagung 11. Mai 1990 in Zürich
Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, dem Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos, und dem Geographischen Institut der ETH Zürich



KLIMASZENARIEN AUF GRUND DES VERÄNDERTEN TREIBHAUSEFFEKTS

Ulrich Siegenthaler, Bern

Zusammenfassung

Der Treibhauseffekt ist eine natürliche Erscheinung; er bewirkt eine Erwärmung der Erdoberfläche um rund 30°C gegenüber einer Atmosphäre ohne Treibhausgase. Die Zunahme der atmosphärischen Konzentration von CO_2, FCKWs, Methan und andern Spurengasen verstärkt den Treibhauseffekt. Das Ausmass der zukünftigen Erwärmung hängt insbesondere davon ab, wie gross die Emissionen dieser Gase durch menschliche Tätigkeiten sein werden. Für ein "Business as Usual"-Szenarium (ungefähr lineares Wachstum der Emissionen) beträgt die mittlere globale Erwärmung bis 2050 gemäss Klimamodell-Rechnungen 1,8 - 3,8°C gegenüber der vorindustriellen Zeit. Auf Grund der existierenden Modelle erscheinen folgende globalen Entwicklungen als wahrscheinlich:

- Stärkere Verdunstung, damit geringere Bodenfeuchte im Sommer; häufigere Trockenperioden.
- Wegen der höheren Temperaturen weniger Niederschläge in Form von Schnee; die Schneeschmelze setzt früher ein.
- Infolge der allgemeinen Erwärmung sind mehr Hitzetage und weniger Tage mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt zu erwarten.

Regionale Voraussagen sind momentan noch nicht zuverlässig möglich. Es ist deshalb heute nicht vorhersagbar, wie stark ausgeprägt die einzelnen erwähnten Veränderungen im Alpenraum sein werden.

Summary

The greenhouse effect is a natural phenomenon, leading to a temperature of the earth's surface that is 30°C warmer compared to an atmosphere without greenhouse gases. The greenhouse effect is amplified by the increase of atmospheric concentrations of CO_2, CFCs, methane and other trace gases. The extent of the future warming mainly depends on how large the anthropogenic emissions of these gases will be. For a "business as usual" scenario (approximately linear growth of emissions), the mean global temperature increase till 2050

Mitteilung Nr. 108, 1990, der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 7-19

will be 1,8 - 3,8°C compared to the pre-industrial period. Based on current climate models, the following future developments appear likely:

- Stronger evaporation, resulting in decreased soil moisture in summer; more frequent droughts.

- Less precipitation as snow because of higher temperatures; earlier snowmelt.

- More hot days, fewer days with temperatures below the freezing point because of the general warming.

Reliable predictions of regional climate changes are not yet possible. Thus, the extent to which the mentioned effects will affect the Alpine region cannot yet be forecast at present.

1. Einleitung

In diesem Artikel sollen kurz die Grundlagen und der Stand des Wissens über die Veränderung des Klimas durch menschliche Tätigkeit zusammengefasst werden. Ausführlichere Darstellungen sind z.B. bei Dickinson (1986), Mitchell (1989) oder IPCC (1990) zu finden.

2. Der Treibhauseffekt

Der Energiehaushalt der Erde wird bestimmt durch die einfallende Sonnenstrahlung und die von der Erde emittierte Wärmestrahlung (Fig. 1). Rund 30% der gesamten Einstrahlung wird reflektiert, der Rest von der Atmosphäre oder der Oberfläche absorbiert. Entsprechend der mittleren Temperatur von 288°K (15°C) der Erdoberfläche liegt die Wärmestrahlung im Infraroten. Während die wolkenfreie Atmosphäre für das Sonnenlicht fast völlig transparent ist, absorbieren (und emittieren) Wasserdampf, CO_2 und verschiedene Spurengase im Infraroten. Die Emission erfolgt sowohl nach unten wie nach oben. Somit erhält die Erdoberfläche neben der Sonnenbestrahlung zusätzlich Infrarotstrahlung und ist wärmer als sie es ohne infrarotaktive Gase wäre; dies ist der sogenannte Treibhauseffekt. Die aus der Atmosphäre in den Weltraum ausgesandte Strahlung stammt im Mittel aus mehreren km Höhe, wo es kälter als an der Oberfläche ist. Die Strahlungstemperatur der Erde ist denn auch etwa 33°C niedriger als die mittlere Oberflächentemperatur. Atmosphärisches CO_2 , Wasserdampf und andere Treibhausgase (Methan, die Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe, N_2O, Ozon etc.) wirken also gewissermassen als Wärmeisolation.

Bei einem erhöhten CO_2 -Pegel wird zunächst weniger Infrarot in den Weltraum abgestrahlt (Fig. 2). Die Erdoberfläche und die unteren Luftschichten erwärmen sich und senden mehr Wärmestrahlung aus, bis sich ein neues Gleichgewicht mit der Sonnenstrahlung einstellt. Für eine quantitative Abschätzung geht man davon aus, dass die Wärmestrahlung F pro Oberflächeneinheit für einen schwarzen Körper der (absoluten) Temperatur T gegeben ist durch $F = \sigma T^4$. Die Abstrahlung der Erde am obern Rand der Atmosphäre beträgt etwa 240 W/m^2 , entsprechend T = 255°K (-18°C). Im Gleichgewicht muss die mittlere Ausstrahlung der Erde gleich dem absor-

bierten Bruchteil der Sonneneinstrahlung S sein (A = Albedo, Reflexionsvermögen der Erde):

$$S\,(1\text{-}A) = F = \sigma T^4$$

Detaillierte Rechnungen ergeben, dass bei einer CO_2-Verdoppelung die Infrarot-Ausstrahlung um etwa 4,4 W/m^2 verringert wird (Augustsson und Ramanathan 1977). Durch Differenzieren erhält man für die relative Infrarot-Flussänderung $\Delta F/F = 4\Delta T/T$; somit muss, um die Infrarot-Flussänderung wettzumachen, die Temperatur zunehmen um

$$\Delta T = \frac{1}{4}\ 255K\ \frac{4{,}4\ W/m^2}{240 W/m^2} = 1{,}2°C$$

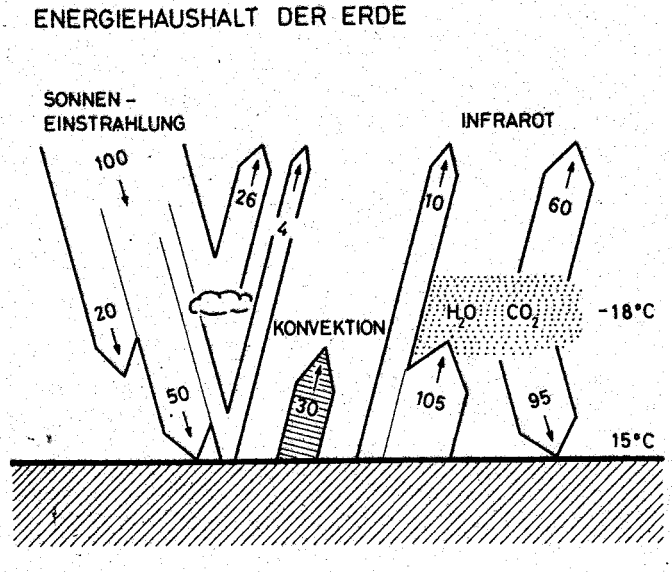


Fig. 1. Energiebilanz der Erde. Eintreffende Sonnenstrahlung = 100 Einzelheiten. Linke Seite: Sonnenstrahlung; rechte Seite: Infrarote Strahlung (Wärmestrahlung). Die infrarote atmosphärische Gegenstrahlung (95 Einheiten) ist grösser als die netto absorbierte Sonnenstrahlung (70 Einheiten). "Konvektion" umfasst auch den Austausch latenter Wärme.

Verschiedene **Rückkkopplungseffekte** verstärken aber die Temperaturänderung. So nimmt bei einer Erwärmung die Wasserdampfkonzentration zu, da die Atmosphäre die Tendenz hat, die relative Feuchtigkeit konstant zu halten. Wasserdampf ist infrarotaktiv und verstärkt den Treibhauseffekt, gemäss Modellrechnungen um etwa einen Faktor 1,7 (Dickinson 1982). Weiter bewirkt die hohe Albedo von Schnee und Meereis eine positive Rückkopplung: Bei der Erwärmung werden gewisse Gebiete frei von Schnee resp. Eis, dort wird die Albedo drastisch verringert und somit mehr Sonnenstrahlung absorbiert (obere gestrichelte Kurve in Fig. 2). Der Verstärkungsfaktor für diesen Rückkoppelungseffekt beträgt etwa 1,2. Unter Berücksichtigung dieser zwei Effekte erhält man für CO_2 -Verdoppelung bei Strahlungsgleichgewicht eine mittlere Erwärmung um etwa 2,4°C.

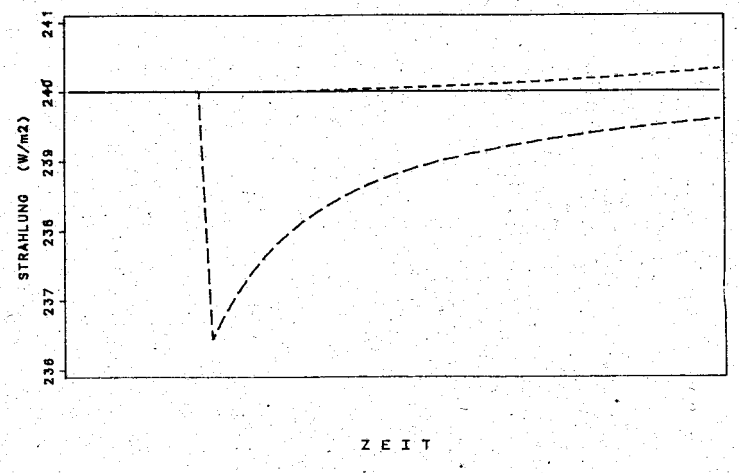


Fig. 2: Veränderung der Netto-Strahlungsflüsse auf der Erde bei einer plötzlichen CO_2 -Verdoppelung (schematisch). Ausgezogene Kurve: absorbierte Sonnenstrahlung; gestrichelt: emittierte Infrarotstrahlung (IR). Bei einer CO_2 -Erhöhung wird die Atmosphäre undurchlässiger für IR, dementsprechend wird der IR-Fluss zunächst um 4 W/m^2 erniedrigt. In der Folge erhöht sich die Oberflächentemperatur, der IR-Fluss steigt an. Gestrichelte obere Kurve: Wegen der Erwärmung können Eis und Schnee schmelzen, es wird mehr Sonnenstrahlung an der Oberfläche absorbiert.

Diese Abschätzung stimmt gut überein mit den Resultaten von dreidimensionalen allgemeinen Zirkulationsmodellen (GCMs = General Circulation Models). Diese sagen für CO_2 -Verdoppelung (bei einem neuen Strahlungsgleichgewicht) eine mittlere Erwärmung von 1,5 - 4,5°C voraus, mit einem "besten" Wert von 2,5°C. Der relativ grosse Bereich rührt daher, dass bezüglich gewisser Prozesse noch Unsicherheiten bestehen. Dies ist insbesondere der Fall für das Verhalten der Wolken, das etwas näher betrachtet werden soll.

Die Wolken beeinflussen die Strahlungsbilanz der Erde in doppelter Hinsicht. Einerseits haben sie eine hohe Albedo, reflektieren also Sonnenlicht und kühlen damit die Erdoberfläche. Anderseits absorbieren sie stark im Infraroten und hindern damit die Wärmestrahlung von der Oberfläche daran, in den Weltraum zu entweichen; sie machen also auch einen Treibhauseffekt. Eine vertraute Folge davon ist, dass bei klarem Himmel die Gefahr von Nachtfrösten grösser ist als bei Bewölkung, weil sich der Boden durch Abstrahlung stark abkühlen kann. Insgesamt bewirken die Wolken, im Vergleich zu einer (hypothetischen) wolkenfreien Atmosphäre, eine Abkühlung der Erde. Es ist heute nicht möglich zu sagen, wie sich die Bewölkung bei einer allgemeinen Erwärmung verändert und was das für Rückwirkungen auf das Klima hat. Die GCMs sind zu grobmaschig, um Wolken detailliert zu simulieren. Zugleich sind verschiedenartige Veränderungen mit unterschiedlichen Auswirkungen denkbar (Cess et al. 1989); Mitchell 1989; Mitchell et al. 1989). Erstens ist eine Veränderung der Fläche der Wolkenbedeckung oder ihrer geographischen und zeitlichen Verteilung denkbar. Zweitens kann sich die Höhe der Wolken verändern. Höhere Wolken bedeuten eine Verstärkung des Treibhauseffektes, weil die Ausstrahlung in Richtung Weltall, die von der Wolkenobergrenze erfolgt, nun von kälteren Luftschichten aus geschieht und deshalb geringer ist. Drittens könnte sich die Tröpfchendichte resp. der Wassergehalt der Wolken verändern und damit die Albedo - hellere oder weniger helle Wolken. Angesichts dieser Komplexität darf es nicht erstaunen, dass die Rolle der Wolken bei einer Klimaveränderung schwierig vorauszusagen ist. Immerhin deuten die bisherigen Studien auf eine Verstärkung der Erwärmung durch die Wolken hin, verursacht einerseits durch eine Abnahme der Wolkenbedeckung, anderseits durch höhere Wolken.

Eine wichtige Rolle spielen die Ozeane. Sie haben eine grosse Wärmekapazität, also dauert es lange bis sie aufgewärmt sind; erst dann kann sich ein neues Strahlungsgleichgewicht einstellen. Nach vereinfachten Modellrechnungen (Siegenthaler & Oeschger 1984) würde nach einer plötzlichen CO_2-Verdoppelung der Temperaturanstieg nach 15 - 30 Jahren die Hälfte, nach 150 - 250 Jahren 80% des Gleichgewichtswertes betragen. Für den Anstieg des Treibhauseffektes bis heute und in den nächsten Jahrzehnten (für plausible Emissionsszenarien der Treibhausgase) wird wegen der Wärmekapazität des Ozeans der Temperaturanstieg zwischen 45% und 75% des Gleichgewichtswertes betragen. Bei einer effektiven CO_2 -Verdoppelung, die in einigen Jahrzehnten eintreten könnte, wird die globale Erwärmung also zwischen 1 und 2,5°C betragen. Diese Zahlen sind für die zukünftige Entwicklung besser angemessen als der obgenannte (und häufig zitierte) Bereich von 1,5 - 4,5°C, der erst nach Jahrhunderten erreicht würde. Mit einer "effektiven" CO_2 -Verdoppelung ist gemeint, dass die totale Veränderung des Treibhauseffektes (des "Forcing") durch den Anstieg infrarotaktiver Spurengase gleich gross wie bei einer CO_2-Verdoppelung ist; andere Treibhausgase, wie Methan und die Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKWs) tragen auch deutlich zum verstärkten Treibhauseffekt bei.

3. Geographische Verteilung der Klimaänderungen

Detaillierte Aussagen über die regionale Verteilung der Veränderungen sind mit den heutigen Klimamodellen noch nicht möglich. Ein Grund dafür ist, dass die Topographie, die für das Klima mancher Regionen eine grosse Bedeutung hat, durch die Maschenweite der heutigen GCMs nur sehr grob berücksichtigt wird. So fallen auf das Gebiet der Alpen bei einem typischen Abstand der Gitterpunkte von 300 - 1000 km nur ein bis einige Modell-Gitterpunkte.

Einige grossräumige Aussagen sind aber möglich. Die Modelle sagen für mittlere bis hohe nördliche Breiten eine stärkere Erwärmung als für niedrige Breiten voraus. Dieses Ergebnis hängt unter anderem mit dem Schnee-/Eis-Albedoeffekt zusammen und es gilt deshalb nicht nur für anthropogene Klimaänderungen. Tatsächlich zeigen Auswertungen meteorologischer Messreihen, dass die Temperaturschwankungen der letzten 100 Jahre in der Arktis grösser als im Mittel über die ganze Nordhemisphäre waren (Kelly et al. 1982).

Für das Klima spielen auch Ozeanströmungen eine wichtige Rolle. So bringt der Golfstrom - genauer: die Nordatlantikdrift als Verlängerung des eigentlichen Golfstroms - warmes Wasser in den östlichen Nordatlantik, was für Nordwesteuropa ein im Vergleich zu anderen Gebieten im gleichen Breitengürtel mildes Klima bewirkt. Durch eine globale Erwärmung könnte die Ozeanzirkulation und damit der entsprechende Wärmetransport verändert werden, was sich auf die regionale Verteilung der erwarteten Klimaänderung auswirken kann. So ergaben die Rechnungen mit einem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Klimamodell für einen angenommenen CO_2 -Anstieg von 1% pro Jahr eine gegenüber dem globalen Mittel deutlich schwächere Erwärmung in der Südhemisphäre polwärts von 40-50°S, weil der Ozean dort vertikal relativ rasch zirkuliert und damit die zusätzliche Wärme in die Tiefe führt (Stouffer et al. 1989). In der Nordhemisphäre tritt dieser Effekt viel weniger stark auf, erstens weil die relative Ozeanfläche wesentlich kleiner als in der Südhemisphäre ist, zweitens aus Gründen der speziellen Ozeandynamik. Allerdings darf dieses Resultat nicht als Prognose betrachtet werden, sondern eher als mögliches Szenarium, denn die gekoppelten Klimamodelle stehen erst am Anfang ihrer Entwicklung. Diese Modelle beanspruchen ausserordentlich viel Computerrechenzeit, weshalb man sie nur auf den modernsten Grossrechnern laufen lassen kann.

4. Hat sich das Klima bereits verändert?

Für den Anstieg von CO_2 und anderen Treibhausgasen in den letzten 100 Jahren ergeben die Klimamodelle eine mittlere globale Erwärmung um 0,5 bis 1,0°C. Bei diesen Werten ist die verzögernde Wirkung des Ozeans berücksichtigt. An der Veränderung des Infrarot-Strahlungsflusses bis heute ist CO_2 zu etwa 63%, Methan zu 22%, die Fluorchlorkohlenwasserstoffe zu 11% und N_2O zu 4% beteiligt (Hansen et al. 1988). Obige Voraussage kann verglichen werden mit der aus meteorologischen Daten berechneten Veränderung der mittleren globalen Lufttemperatur (Fig. 3). Die beobachtete Tem-

peraturänderung der letzten 100 Jahre beträgt 0.45 ± 0,15°C, ist also verträglich mit den tiefen Modellresultaten. Die Erwärmung ist aber nicht gleichmässig erfolgt: von 1940 bis etwa 1965 nahm die mittlere Temperatur ab - sicher nicht eine Folge der Zunahme der Treibhausgaskonzentrationen. Natürliche Ursachen verursachen offensichtlich Fluktuationen um ± einige Zehntel Grad, d.h. von derselben Grössenordnung, wie die bis heute erwartete Erwärmung. Deshalb ist es nicht möglich, den Temperaturanstieg der letzten 100 Jahre mit Sicherheit auf den verstärkten Treibhauseffekt zurückzuführen. Ganz klar ist aber, dass das Jahrzehnt 1980-1990 global das wärmste seit 130 Jahren (und wahrscheinlich viel weiter zurück) ist.

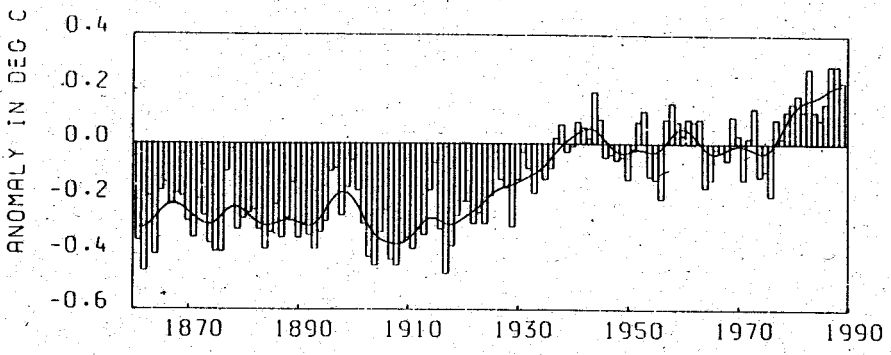


Fig. 3: Veränderungen der mittleren globalen Temperaturen, bezogen auf die Periode 1951-1990 (IPCC 1990). Die Werte wurden aus sorgfältig kontrollierten meteorologischen Beobachtungen auf der ganzen Erde, gewichtet mit der entsprechenden Flächen, berechnet.

Auch in früheren Zeiten, bevor das Klima durch den Menschen grossräumig beeinflusst werden konnte, hat es wärmere und kältere, trockenere und feuchtere Jahre und Jahrzehnte gegeben. Die Ursachen dieser natürlichen Schwankungen sind nicht im Detail bekannt. Vulkanausbrücke spielen dabei eine - allerdings eher geringe - Rolle. Ein grosser Vulkanausbruch, wie Krakatau 1883 oder Agung 1963, kann die Oberflächentemperaturen für wenige Jahre um einige Zehntel Grad reduzieren (Sear et al. 1987). Es ist vermutet worden, dass Aenderungen der Ausstrahlung der Sonne an Klimaschwankungen schuld sein könnten, wie etwa an der "kleinen Eiszeit". Diese - allerdings uneinheitliche - kühle Periode begann Mitte des 16. Jahrhunderts (oder früher) und hörte Mitte des 19. Jahrhunderts auf (Pfister 1984) und wirkte sich insbesondere in deutlichen Gletschervorstössen in Europa und anderen Kontinenten aus. Die Vermutung, dass Aenderungen der Sonnenausstrahlung das Klima deutlich beeinflussen, ist allerdings eher spekulativ und beruht nur auf indirekten Indizien wie Aenderungen der Sonnenfleckenzahlen. Direkte Messungen der Solarkonstanten, wie sie durch Messungen ausserhalb der Atmosphäre vor allem mittels Satelliten seit 1978 möglich wurden (Fröhlich 1988), weisen darauf hin, dass die Son-

nenausstrahlung über einen Sonnenfleckenzyklus um etwa 0.1% ändern, was zu gering ist, um spürbare klimatische Folgen zu haben. Wahrscheinlich sind die natürlichen Klimaschwankungen zum guten Teil durch interne Fluktuationen des Klimasystems verursacht und lassen sich daher grundsätzlich nicht vorhersagen, sondern nur im statistischen Sinne (z.B. bezüglich Grösse und Frequenzen der Schwankungen) verstehen.

Die schneearmen Winter und andere Wetteranomalien der jüngsten Zeit, etwa der trockene Sommer 1988 in Nodamerika, führen zur Frage ob solche Extremereignisse bereits Folgen der Zunahme der Treibhausgase seien. Hier ist Vorsicht am Platz. Ein bestimmtes Wetterereignis, etwa eine Dürreperiode, ist nie eine Folge einer Einzelursache. Weiter zeigen klimahistorische Untersuchungen, dass es Extremereignisse immer gegeben hat (Pfister 1984). Es wäre also nicht richtig, die Wetteranomalien der letzten Jahre einfach als Folge der menschlichen Tätigkeiten darzustellen. Allerdings besteht tatsächlich eine Forschungslücke in der Interpretation der meteorologischen Datenreihen: Es gibt wenig Studien, die sich gründlich mit der Frage der Aenderung der Häufigkeit von Wetterextremenen befassen. Zum Teil liegt das daran, dass es sich um ein von den Beobachtungsdaten und von deren statistischen und physikalischen Analyse her schwieriges Problem handelt; zum andern ist diese Frage erst in jüngster Zeit als wichtiges Problem wahrgenommen worden.

Aus den Wetterextremen der letzten Jahre können wir aber einiges lernen über die möglichen Auswirkungen von Klimaveränderungen auf die Gesellschaft; man sollte sie vor allem unter diesem Aspekt sehen. Insbesondere erkennt man, dass es kaum die Aenderung der Mittelwerte von Temperatur, Niederschlag usw. sein wird, die Probleme mit sich bringt, sondern die Veränderung der Extreme resp. die Möglichkeit, dass bestimmte Grenzwerte häufiger (oder weniger häufig) überschritten werden.

Eine eindeutige Erkennung der anthropogenen Klimaänderung ist also noch nicht möglich. Sie dürfte es in 10 - 20 Jahren sein, wenn einerseits die Erwärmung weiter fortgeschritten sein und andererseits die Forschung "verbesserte Methoden" zur Unterscheidung von anthropogenen und natürlichen Veränderungen bereitgestellt haben wird. Eine mögliche Methode beruht darauf, die Temperatur der unteren Stratosphäre zu verfolgen. Bei einer Treibhausgas-bedingten Erwärmung wird nämlich erwartet, dass sich die Stratosphäre wegen verstärkter Ausstrahlung abkühlt, während sie sich bei bei einer Zunahme der Ausstrahlung der Sonne erwärmen würde wie die Troposphäre. So sollte es im Prinzip möglich sein, diese zwei möglichen Ursachen einer Oberflächenerwärmung zu unterscheiden. Allerdings reichen Temperaturbeobachtungen in der Stratosphäre noch zu wenig weit zurück, um bereits jetzt etwas dazu auszusagen.

Es sind vereinzelte Stimmen laut geworden, die bezweifeln, dass die Zunahme der Treibhausgaskonzentrationen wesentliche Klimaveränderungen nach sich ziehen werden. Zum Teil stützen sie sich darauf, dass die mittlere globale Temperatur von 1940 bis 1965 abgenommen hat, dass die Erwärmung der letzten 100 Jahre am unteren Ende der modellmässig erwartet

war oder dass die Lufttemperatur im Gebiet der Vereinigten Staaten in den letzten 100 Jahren insgesamt kaum zugenommen hat. Diese Argumente sind nicht stichhaltig; so ist es nicht zulässig, die Temperatur des Gebiets der USA, das nur ca. 1% der Erdoberfläche ausmacht, zum Test der globalen Prognosen heranzuziehen (Hansen et al. 1988). Weiter ist kritisiert worden, die heutigen Klimamodelle seien in Bezug auf gewisse Prozesse, wie Wolken, nicht realistisch. Das stimmt und bringt tatsächlich Unsicherheiten mit sich (die in den oben angegebenen Bereichen für die vorhergesagte Erwärmung berücksichtigt sind). Diese Unsicherheiten dürfen nicht zur Annahme verleiten, dass die Erwärmung kleiner als heute geschätzt sein wird; ebensogut ist es möglich, dass die Sensitivität des Klimasystems von den Modellen unterschätzt wie dass sie überschätzt wird. Insgesamt ist es zweifellos vernünftig, die Resultate der Klimamodelle als wahrscheinlichste Vorhersagen anzunehmen, selbst wenn über das genaue Ausmass noch Unsicherheiten bestehen. Die meisten Wissenschafter, die sich aktiv mit dem Komplex der anthropogenen Klimaänderungen befassen, sind dieser Ansicht und nehmen das Problem sehr ernst (IPCC 1990).

5. Ein Zukunftsszenarium

Die künftige Entwicklung des Treibhauseffektes hängt primär davon ab, wie stark die atmosphärischen Konzentrationen der Treibhausgase zunehmen werden, also von den entsprechenden menschlichen Tätigkeiten. Diese Entwicklung entzieht sich einer naturwissenschaftlichen Prognose. Unter der Annahme, dass keine einschneidenden Massnahmen ergriffen werden ("Business as Usual") ist vom Intergovernmental Panel on Climatic Change (IPCC 1990) ein Szenarium aufgestellt worden, das eine ungefähr lineare Zunahme des Treibhausforcing bis zum Jahr 2100 ergibt. Die effektive CO_2 - Verdoppelung würde etwa im Jahr 2020 erfolgen, eine effektive CO_2 - Vervierfachung 2080; CO_2 selbst würde dazu knapp 70% beitragen. Dieses Szenarium ist zwar relativ hoch, aber es kann nicht als extrem betrachtet werden, insbesondere nehmen die CO_2 Emissionen keineswegs exponentiell, sondern etwa linear zu, mit einer jährlichen Zunahme, die leicht über jener des Jahrzehnts 1980 - 1990 liegt.

Fig. 4 zeigt die globale Temperaturzunahme aufgrund dieses "Business as Usual"-Szenariums, berechnet mit einem einfachen Klimamodell, das die Wärmekapazität des Ozeans berücksichtigt (IPCC 1990). Dabei wurden drei verschiedene Werte für die Klimasensitivität - definiert als die Veränderung der Gleichgewichtstempertur bei einer CO_2 -Verdoppelung - angenommen, nämlich 2,5°C als "bester" Wert, 1,5°C und 4,5°C als Extremwerte. Der berechnete Temperaturanstieg bis 2050 beträgt 2,7°C für die "beste" Klimasensitivität (Bereich für die extremen Annahmen: 1,8 - 3,8°C) und 4,2°C (2,8 - 6,2°C) für das Jahr 2100. Es ist zu beachten, dass sich diese Zahlen auf die berechnete Veränderung seit vorindustrieller Zeit, also vor etwa Mitte des 19. Jahrhunders, beziehen. Da aus dieser Zeit nicht genügend Beobachtungsreihen vorliegen, wäre es für Vergleiche mit meteorologischen Daten, wie Fig. 3, an sich sinnvoll, als Bezugsperiode z.B. 1900 - 1960 als Klima-Normalperiode zu wählen. Die berechnete mittlere anthropogene

Erwärmung für diese Periode beträgt rund 0.3°C (0,2 - 0.5°C); diese Werte müssten von obigen Zahlen abgezogen werden.

Die Erwärmung der Erde um rund 1,5 - 3°C bis 2050 resp. 2,5 - 5°C bis 2100 kann verglichen werden mit dem Unterschied zwischen dem Maximum der letzten Eiszeit und heute. Im Mittel war es damals auf der Erde um etwa 4 - 5°C kälter (regionale Temperaturänderungen um einen Faktror 2 - 3 grösser oder kleiner). Während der letzten Zwischeneiszeit, vor ca. 115'000 - 130'000 Jahren, war die Erde um 1 - 2°C wärmer als heute. Falls nicht einschneidende Massnahmen ergriffen werden, so wird der Temperaturanstieg bis in 100 Jahren also ebenso gross wie jener zwischen Eiszeit und Nacheiszeit sein, und bereits in 60 Jahren wird die Erde wärmer als je in den letzten mindestens 150'000 Jahren sein. Um eine Klimaänderung in diesem Ausmass zu verhindern, sind drastische Massnahmen notwendig. Wollte man im Extremfall errreichen, dass die atmosphärische CO_2-Konzentration überhaupt nicht weiter ansteigt, so müssten die Emissionen durch Energieumsetzung und Waldrodungen in den Tropen weltweit unverzüglich um 60 - 80% verringert werden (IPCC 1990) - offensichtlich ein nicht erreichbares Ziel. Es muss also eindeutig mit einem weiteren und beschleunigten Temperaturanstieg gerechnet werden. Massnahmen zur Emissionsstabilisierung können den Anstieg jedoch verlangsamen.

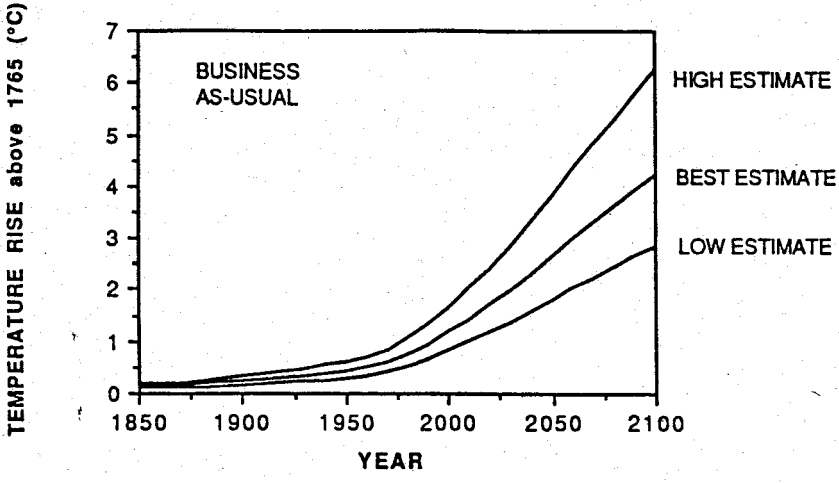


Fig. 4: Globale Temperaturzunahme aufgrund eines Szenariums "Business as Usual" für die Treibhausgasemissionen nach 1990 (IPCC 1990); bis 1990: beobachtete Treibhausgaskonzentrationen als Grundlage. Das Szenarium nimmt eine effektive CO_2 -Verdoppelung etwa im Jahr 2020 an. Die Temperaturänderungen wurden mit einem vereinfachten Klimamodell berechnet, unter der Annahme verschiedener Klimasensivitäten, nämlich einer Gleichgewichtstemperaturzunahme bei CO_2 -Verdoppelung von 2,5°C als beste Schätzung (ausgezogene Kurve) resp. 1,5 und 4,5°C als untere und obere Grenzen (gestrichelte Kurven).

6. Veränderungen des Wasserhaushalts

Mindestens so wichtig wie die mögliche Temperaturänderung sind Veränderungen des Wasserhaushalts. Diese können grundsätzlich ganz wesentliche Auswirkungen für Vegetation und Landwirtschaft haben. Für einen verstärkten Treibhauseffekt wird erwartet (Hansen et al. 1988; Mitchell 1989):

- Es fällt weniger Niederschlag als Schnee, sondern als Regen. Also sind geringere Schneehöhen zu erwarten.

- Der erste Schnee fällt später im Jahr, die Schneeschmelze tritt früher ein, also dauert die winterliche Schneebedeckung kürzer.

- Für mittlere und hohe Breiten ergeben viele Klimamodelle eine Abnahme der Bodenfeuchte im Sommer. Hauptgründe sind die infolge der Erwärmung stärkere Verdunstung sowie die frühere Schneeschmelze. Ferner kann die Verlagerung der Zugbahnen der Tiefdruckgebiete eine Rolle spielen (Manabe & Wetherald 1987). Es ist eine Zunahme von Trockenperioden zu erwarten. Für den Winter ergibt sich im allgemeinen höhere Bodenfeuchte, weil mehr Regen fällt.

- Die Modelle sagen für höhere Breiten eine Tendenz zu mehr Niederschlag voraus. Eine Studie ergibt mehr konvektive Niederschläge (also Wärmegewitter) infolge des höheren Wasserdampfgehalts der Atmosphäre (Hansen et al. 1988). Es ist also eine Intensivierung des hydrologischen Kreislaufs zu erwarten - sowohl häufigere trockene wie feuchte Extreme.

Die Modellergebnisse für Veränderungen des Wasserhaushalts sind allgemein weniger zuverlässig als jene für die Temperatur. Einerseits sind die Wolken, wie erwähnt, schwierig zu erfassen. Andererseits sind die hydrologischen Prozesse am Boden (Versicherung und Speicherung im Boden, Abfluss) sowie in der Vegetation (die eine grosse Rolle für den Wasserhaushalt der Landgebiete spielt) in den Modellen oft erst grob dargestellt.

Literatur

Augusston, T. & V. Ramanathan (1977): A radiative - convective model study of the CO_2-climate problem. J. Atmos. Sci. 34, 448-451.

Cess, R.D. & 19 Mitautoren (1989): Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models. Science 245, 513- 516.

Dickinson, R.E. (1986): How will climate change? In: Bolin, B. et al. (Eds.): The Greenhouse Effect, Climate Change and Ecosystems, SCOPE 29, 207-270.

Fröhlich, C. (1988): Variability of the solar "constant". In: Wanner, H. & U. Siegenthaler (Eds.): Long and Short Term Variability of Climate, 6-17.

Hansen, J., Rind, A., Del Genio, A., Lacis, A., Lebedeff, S., Prather, M. & R. Ruedy (1988): Regional greenhouse climate effects. In: Coping with Climate Change, Proc. 2nd North American Conf. on Preparing for Climate Change, Climate Institute, Washington C.C..

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change 1990): Climate Change - The IPCC Scientific Assessment of Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, xxxix + 365 S.

Kelly, P.M., Jones, P.D., Sear, C.B., Cherry, B.S.G. & R.K. Tavakol (1982): Variations in surface air temperatures: part 2. Arctic regions, 1881-1980. Mon. Weather Rev. 110, 171-83.

Manabe, S. & R.T. Wetherald (1987): Large scale changes of soil wetness induced by an increase in atmospheric carbon dioxide. J. Atmos. Sci. 44, 1211-1235.

Mitchell, J.F.B.(1989): The "greenhouse" effect and climate change. Rev. Geophysics 27, 115-139.

Mitchell, J.F.B., Senior C.A. & W.J. Ingram (1989): CO_2 and climate: a missing feedback? Nature 341, 132-134.

Pfister, Ch.(1984): Klimageschichte der Schweiz 1525-1860, Band 1, Bern.

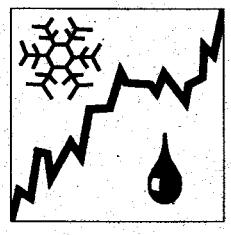
Sear, C.B., Kelly, P.M., Jones, P.D. & C.M. Goodess (1987): Global surface-temperature responses to major volcanic eruptions. Nature 330, 365-367.

Stouffer, R.J., Manabe, S. & K. Bryan (1989): Interhemispheric asymmetry in climate response to a gradual increase of atmospheric CO_2. Nature 342, 650-662.

Anschrift des Autors
Prof. Dr. Ulrich Siegenthaler
Physikalisches Institut, Universität Bern
Sidlerstr. 5
3012 Bern

Internationale Fachtagung 11. Mai 1990 in Zürich
Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, dem Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos, und dem Geographischen Institut der ETH Zürich



ENERGIEAUSTAUSCH ATMOSPHAERE - SCHNEE UND EIS

Michael Kuhn, Innsbruck

Zusammenfassung

Die Energie- und Massenbilanz von Schnee und Eis wird erklärt und in einer einfachen Version formuliert, die sich für Modellrechnungen eignet. Als unabhängige atmosphärische Variablen werden Globalstrahlung, Lufttemperatur und -feuchte verwendet, als variable Randbedingungen Albedo, Oberflächentemperatur und -feuchte. In verschiedenen Anwendungsbeispielen wird gezeigt, wie dieses Modell zur Bestimmung der Schneeschmelze, der Jahresbilanz von Gletschern, der Verlagerung der Gleichgewichtslinie und von Rückkopplungen eingesetzt werden kann.

Summary

The energy and mass balance of snow and ice is explained and formulated in a simple way that is suitable for modelling. It uses air temperature, humidity and global radiation as prime atmospheric variables, surface temperature and albedo as variable boundary conditions. Several examples are given for the application of this model to snowmelt, annual mass balance of glaciers, shift of equilibrium lines and feed backs in the climate-glacier interaction.

1. Energie- und Massenbilanz

Schnee, Eis und Wasser der Alpen reagieren auf Klimaänderungen durch den Austausch von Masse und Energie zwischen ihrer Oberfläche und der darüberliegenden Atmosphäre. Zwei grundlegende physikalische Prinzipien werden in Form von ausgeglichenen Bilanzen ausgedrückt: die Erhaltung von Masse bei diesen Austauschprozessen durch die Massenbilanzgleichung und die Erhaltung der Energie durch die Energiebilanzgleichung.

Die Massenbilanz von Schnee und Eis hat auf ihrer Einnahmenseite den festen Niederschlag und den Eintrag von Schnee durch den Wind oder durch Lawinen, die zusammen die sogenannte Akkumulation ausmachen.

Auf der Ausgabenseite der Massenbilanz stehen Schmelzen, Verdunsten oder Verluste durch Schneeverwehungen oder Lawinen, die alle unter dem Begriff Ablation zusammengefasst werden. Als Massenbilanz wird die Differenz Akkumulation minus Ablation bezeichnet, wenn nicht anders erwähnt, gilt sie für ein sogenanntes Bilanzjahr von einem Winterbeginn zum nächsten. Sie kann positive oder negative Werte haben, oder ausgeglichen sein.

Die spezifische Massenbilanz ist auf die Flächeneinheit bezogen und wird als Masse pro Fläche oder als äquivalente Wasserhöhe (Wasservolumen pro Grundfläche) ausgedrückt. Punkte mit der spezifischen Bilanz gleich Null bilden die Schneegrenze, wenn der Untergrund ein Gletscher ist, die sogenannte Gleichgewichtslinie. Die Gleichgewichtslinie trennt das Akkumulations- oder Firngebiet vom Ablations- oder Zehrgebiet eines Gletschers.

Die Energiebilanz einer Schnee- oder Eisfläche stellt ihre Energieeinnahmen den Ausgaben gegenüber. Zur Untersuchung von Klimafragen wird sie am Besten als Energieflussdichte, Energie pro Zeit und Fläche, ausgedrückt (Watt/m^2 oder Joule/(m^2 Tag)). Positive Werte bedeuten Energiezufuhr zur Oberfläche, negative Energieverlust.

Im Lauf der Zeit, oft im Lauf eines Tages, können die einzelnen Komponenten der Energiebilanz ihre Vorzeichen wechseln, statt von Einnahmen und Ausgabenseite der Bilanz zu sprechen wird daher eher eine physikalische Einteilung nach der Art der Energieübertragung gemacht:

- Strahlungsflüsse
- turbulente Wärmeflüsse
- molekulare Wärmeflüsse
- Energieumsätze beim Schmelzen oder Wiedergefrieren

Die Strahlungsflüsse werden zu einer Strahlungsbilanz mit vier Komponenten zusammengefasst, die sich nach Ab- oder Aufwärtsrichtung und nach dem Wellenlängenbereich unterscheiden. Dabei ist der sogenannte kurzwellige Bereich der Sonnenstrahlung unter 3 Mikrometer der langwellige oder infrarote Bereich darüber.

Strahlungsbilanz = $Q_R = G - R + A - E$

mit + G kurzwellige Globalstrahlung von Sonne, Himmel und Wolken
- R kurzwellige reflektierte Strahlung
+ A langwellige Strahlung von Wolken und Himmel (sogenannte Gegenstrahlung)
- E langwellige Ausstrahlung von der Oberfläche.

Die turbulenten Wärmeflüsse zwischen Schnee und Luft transportieren die fühlbare Energie $\rho c_p \Delta T$ und die latente Energie $L_V \rho_V$, wobei ρ die Luftdichte, c_p die spezifische Wärme bei konstantem Druck, ΔT der Temperaturunterschied zwischen Luft und Oberfläche, L_V die latente Verdunstungs-/Kondensationswärme und ρ_V die Dichte des Wasserdampfs ist.

Der turbulente Fluss fühlbarer Wärme Q_H ist proportional zum Temperaturunterschied zwischen Luft und Schneeoberfläche über einer schmelzenden Oberfläche, also proportional zur Lufttemperatur in Grad Celsius.

$$Q_H = \alpha_H \Delta T$$

Ganz analog wird der turbulente Fluss latenter Wärme als Funktion des Dampfdichteunterschieds zwischen Luft und Oberfläche formuliert.

$$Q_L = \alpha_V \Delta \rho_V$$

Der molekulare Wärmeaustausch zwischen Oberfläche und Untergrund hat nur bei kurzfristigen Schwankungen, zum Beispiel im Tagesgang, Bedeutung. Für Jahresbilanzen oder längerfristige Klimaentwicklungen kann er ausser Acht gelassen werden.

Wenn die Summe von Strahlungsbilanz und turbulenten Wärmeflüssen positiv ist, kann Eis geschmolzen werden, wenn sie negativ ist, kann im Schnee gespeichertes Wasser wiedergefrieren oder die Temperatur erniedrigt werden. Für das hier behandelte Problem interessiert vor allem die Schmelzrate m, die mit der latenten Schmelzwärme L_M den sogenannten Schmelzwärmefluss bestimmt

$$Q_M = L_M m$$

Damit kann die Energiebilanz von Schnee und Eisoberflächen wie folgt ausgedrückt werden

$$Q_R + Q_H + Q_L + Q_M = 0$$

Wenn man die einzelnen Komponenten mit dem Index i bezeichnet, gilt

$$\Sigma Q_i = 0$$

2. Klima und Massenhaushalt

Anhand der schematischen Fig. 1 kann der Einfluss verschiedener Klimagrössen auf den Eis- und Wasserhaushalt der Alpen qualitativ gezeigt werden. In der ersten Zeile stehen die Grössen, die vom jeweiligen Zustand der Atmosphäre bestimmt werden und von Klimamodellen mehr oder weniger gut vorhergesagt werden sollen.

Diese Grössen sind in der Natur nicht ganz unabhängig voneinander, sie werden aber zur Formulierung der Energiebilanz als unabhängige Variable angesehen, weil sie nicht durch die Bilanzgleichung selber miteinander verbunden werden können.

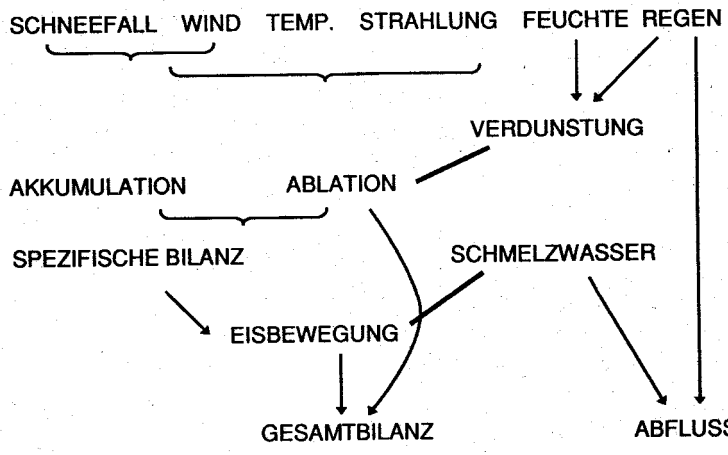


Fig. 1: Der Einfluss verschiedener Klimaparameter auf den Eis- und Wasserhaushalt der Alpen.

Ein zweiter Satz von Variablen wird vom Zustand der Oberfläche bestimmt. Dazu gehören

- die Albedo oder Reflektivität des Schnees

- die Oberflächentemperatur

- die Dampfdichte an der Oberfläche

- der Zustand der atmospährischen Grenzschicht: die turbulenten Austauschprozesse nehmen mit einer Funktion der Windgeschwindigkeit zu, sind über rauhem Eis wirksamer als über glattem Schnee und werden durch die stabile Schichtung gedämpft, die normalerweise über schmelzendem Schnee herrscht.

Von diesen lokalen Parametern hat die Albedo den empfindlichsten Einfluss auf die Energiebilanz. Die Albedo von Neuschnee ist ca. 0,8; Sommerfirn hat 0,5 bis 0,6; sauberes Gletschereis z.B. 0,4; während zunehmende Bedeckung mit Moränenschutt die Gletscheralbedo bis auf 0,15 reduzieren kann (Müller 1984). Im Falle einer Klimaänderung wird vor allem die Zahl der sommerlichen Neuschneefälle den Mittelwert der Albedo verändern können.

Oberflächentemperatur und -feuchte bleiben während des Schmelzens konstant und die Stabilität hat nur geringe Varianz. Die Energiebilanz wird dadurch also wesentlich durch die Atmosphäre bestimmt.

Die Phasenübergänge Verdunstung/Kondensation und Schmelzen/Gefrieren verbinden die Energiebilanz mit der Massenbilanz. Zwar spielt die Verdunstung in der Massenbilanz eine untergeordnete Rolle, sie ist aber energetisch eine Konkurrenz zum Schmelzen: mit der Energie, die zum Verdunsten von 1 mm Wasser verbraucht wird, könnten 7,5 mm Schmelzwasser produziert werden. Auch wenn heute die Verdunstung wenig wichtig ist, kann sie bei einer Klimaänderung eine Verstärkerposition in der Energieverteilung einnehmen.

Um die heutige Bedeutung der einzelnen Energiebilanzkomponenten zu beurteilen, soll folgendes Beispiel von der Gleichgewichtslinie eines Alpengletschers gegeben werden:

Energiebilanzkomponenten am Hintereisferner, 2900m, 15. Juli - 18. August 1971, nach Tanzer (1987) und Wagner (1979, 1980):

	W/m2	%	
Q_R	66	69	Strahlungsbilanz
Q_H	32	34	Fühlbare Wärme
Q_L	-3	-3	Latente Wärme (Verdunstung)
Q_M	-95	100	Schmelzwärme
ΣQ_i =	0		

Zur Vorhersage des Verhaltens von Schnee und Eis in einem veränderten Klima muss auch die zeitliche Verzögerung der Wirkung berücksichtigt werden. Unter heutigen Bedingungen sind maximale Schmelzraten ca. 10 cm Wasseräquivalent pro Tag oder ca. 10 m Gletschereis pro Sommer. Da im Zusammenhang mit Klimafragen ein Jahr sicher die kleinste sinnvolle Zeiteinheit ist, kann also die Schneedecke ohne Verzögerung reagieren, wenn sich die klimatischen Bedingungen der Energie- und Massenbilanz verschieben. Ein Alpengletscher von 10 km Länge ist an seiner dicksten Stelle mehrere hundert Meter mächtig und da der jährliche Massenverlust seiner Zunge noch durch eigene Eisbewegung ausgeglichen wird, bleibt seine Reaktion auf Klimaänderungen träge, im Bereich von einigen Jahrzehnten.

3. Hydrometeorologische Modellierung

Um die Anpassung der Schneegrenze oder Gleichgewichtslinie an das neue Klima und die dazu passende neue Gleichgewichtsform des Gletschers zu berechnen, kann ein sogenanntes geeichtes hydrometeorologisches Modell der Energie- und Massenbilanz verwendet werden. Es gibt die spezifische Massenbilanz als Funktion der vorhergesagten klimatischen Variablen (Niederschlag, Temperatur, Strahlung etc.) an, nachdem diese Funktion an den heutigen Verhältnissen geeicht worden ist.

heute: $b = f(N,T,R, ...)$
Vorhersage: $b^* = f(N^*,T^*,R^*, ...)$

Für geringe Abweichungen der vorhergesagten von der heutigen Situation ist ein solches Modell zuverlässig. Bei stärkeren Abweichungen ist es allerdings unsicher, ob die bisher gefundene Funktion ihre Form beibehält und auf die vorhergesagten Werte angewendet werden darf.

Das einfachste Modell, das für die Schneeschmelze oder die Massenbilanz von Gletschern verwendet worden ist, nimmt die Mitteltemperatur der Luft während der Ablationsperiode als unabhängige Variable. Da die Feuchte, die Bewölkung, Gegenstrahlung und Globalstrahlung gut mit der Lufttemperatur korrelieren, ist die Temperatur tatsächlich eine sehr aussagekräftige Grösse (Lang 1978). Die Fig. 2 zeigt eine Anwendung dieser Methode (Hoinkes & Steinacker 1975) auf die Massenbilanz eines ganzen Gletschers. Dieses Verfahren mag nach einer längeren Eichperiode schon gute Ergebnisse liefern, hat aber den Nachteil, dass es unreproduzierbar von der Form oder Grösse eines einzelnen Gletschers abhängt und sich daher für Gebietsvorhersagen nicht eignet.

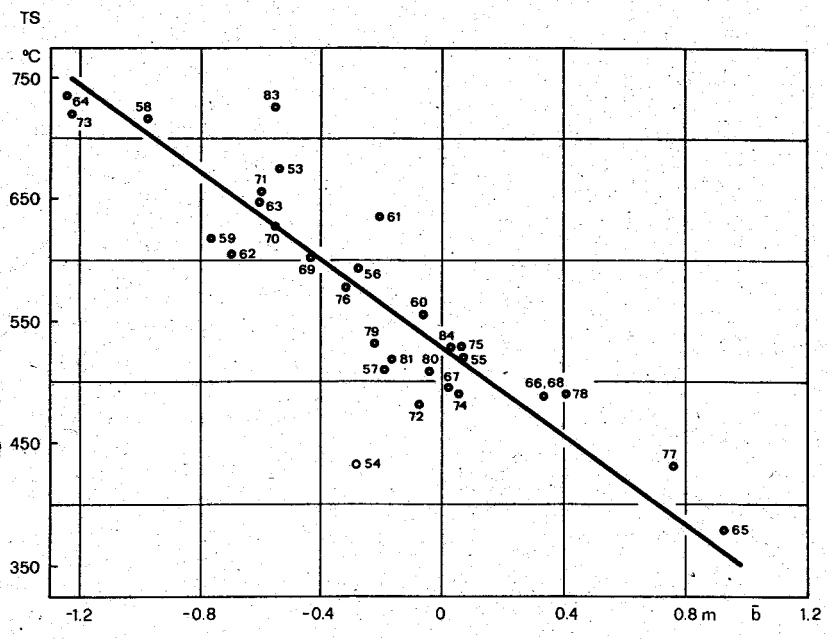


Fig. 2: TS-Werte und mittlere spezifische Massenbilanz (Hoinkes & Steinacker 1975)

Ein etwas anspruchvolleres Modell verwendet die vorhergesagten Klimavariablen in der Energie- und Massenbilanz, um die Verlagerung der Gleichgewichtslinie nach einer Klimaänderung zu bestimmen. Mit der so vorhergesagten Gleichgewichtslinie und der Kenntnis der Verteilung von vergletscherten Flächen mit der Höhe kann der Verlust von schnee- und eisbedeckten Flächen nach einer vorhergesagten Erwärmung abgeschätzt werden. Es gibt also drei Voraussetzungen, die für eine solche Vorhersage notwendig sind:

- eine Klimavorhersage
- ein Massen- und Energiebilanzmodell
- ein Gletscherinventar des Gebiets mit Flächen-/Höhenverteilung.

4. Reaktion der Gleichgewichtslinie auf Klimaänderungen

Im folgenden sollen die Schritte kurz skizziert werden, die notwendig sind, um die Verlagerung der Gleichgewichtslinie nach einer Klimaänderung zu berechnen. An der Gleichgewichtslinie ist die sommerliche Ablation gleich der winterlichen Akkumulation: es verschwindet gerade so viel Schnee, wie davor abgelagert worden ist. Damit der Term Q_M in der Bilanzgleichung durch die Jahresakkumulation festgelegt, alle anderen Terme bekommen die Mittelwerte der Ablationsperiode und werden als Funktion der Lufttemperatur, Feuchte und Strahlung formuliert.

Dann wird davon ausgegangen, dass heute in der Höhe h_1 Gleichgewicht herrscht

$$\Sigma Q_{i1} = 0$$

Wenn dann eine Änderung des Klimas die Variablen stört, also zum Beispiel die Akkumulation $c + \delta c$ wird, die Temperatur $T + \delta T$, usw. ist das Gleichgewicht in der Höhe h_1 nicht mehr gegeben:

$$\Sigma(Q_{i1} + \delta Q_i) \neq 0$$

und etabliert sich in der neuen Höhe $h_2 = h_1 + \Delta h$

$$\Sigma Q_{i2} = 0$$

Die Änderung der einzelnen Bilanzkomponenten mit der Höhe bestimmt die Höhe des neuen Gleichgewichts

$$\Sigma Q_{i2} = \Sigma Q_{i1} + \Sigma \delta Q_i + \Sigma(\partial Q_i/\partial z)\, \Delta h$$

Daraus folgt

$$\Delta h = - \frac{\Sigma \delta Q_i}{\Sigma(\partial Q_i/\partial z)}$$

Die Einstellung der Gleichgewichtslinie eines Gletschers auf ein geändertes Klima wird also von den Gradienten der Bilanzkomponenten bestimmt; je kleiner ihre Summe, desto empfindlicher reagiert der Gletscher. Ausführliche Beschreibungen dieser Methode sind bei Kuhn (1981, 1989) zu finden.

Die Schwankungen, die unter den bisherigen Klimabedingungen von Jahr zu Jahr auftreten sind, haben zu Verlagerungen der Gleichgewichtslinie um einige hundert Meter geführt. Dabei wurde ein regelmässiger Zusammenhang zwischen Δh und der mittleren spezifischen Bilanz des Gletschers gefunden, der in Fig. 3 wiedergegeben ist. Man sieht, dass der grössere Aufwand dieses Modelles tatsächlich bessere Ergebnisse erzielt als die einfache Gradtagmethode, die in Fig. 2 gezeigt wurde.

Die Schwäche dieses Modells liegt nicht so sehr in der Formulierung als in der Schwierigkeit, die notwendigen Zahlenwerte für die Koeffizienten und Gradienten zu finden. Im folgenden Beispiel wurden dafür Durchschnittswerte einer längeren Messreihe aus dem Ötztal eingesetzt.

Die Ergebnisse werden in drei Stufen präsentiert, an denen die Probleme einer Schnee- und Gletschervorhersage gut erkannt werden können. Der erste Block zeigt die Verschiebung der Gleichgewichtslinie, die berechnet wird, wenn die vier Variablen Strahlungsbilanz, Temperatur, Feuchte und Akkumulation um jeweils eine Einheit geändert werden, und die drei anderen Variablen dabei konstant gehalten werden.

$\delta Q_R = \pm 1$ MJ m^{-2}d^{-1}	$\Delta h = \pm 130$ m
$\delta T_a = \pm 1°C$	$\Delta h = \pm 65$ m
$\delta o_{va} = \pm 1$ g m^{-3}	$\Delta h = \pm 160$ m
$\delta c = \pm 1$ kg m^{-2}	$\Delta h = \pm 0{,}35$ m

Mit diesen Rechenergebnissen können noch keine Aussagen über die relative Bedeutung der einzelnen Terme oder über die Wahrscheinlichkeit des Eintretens dieser Änderungen gemacht werden. Um die Werte vergleichbar zu machen, wurden die vier Variablen statistisch untersucht und es wurde vorausgesetzt, dass eine Änderung im Ausmass von jeweils einer Standardabweichung auch in Zukunft bei allen gleich wahrscheinlich auftreten wird. Der zweite Block zeigt die Ergebnisse dieser Berechnungen, nach denen die bisherigen Schwankungen überwiegend auf Schwankungen in der Akkumulation und in der Strahlungsbilanz zurückzuführen sind.

δc	$= \sigma_c$	$= \pm 540$ kg m^{-2}	$\Delta h = \pm 190$ m
δT_a	$= \sigma_t$	$= \pm 0{,}6$ K	$\Delta h = \pm 40$ m
δo_{va}	$= \sigma o$	$= \pm 0{,}25$ g m^{-3}	$\Delta h = \pm 40$ m
(δQ_R	$= \sigma_R$	$= \pm 1$ MJ m^{-2} d^{-1}	$\Delta h = \pm 130$ m)

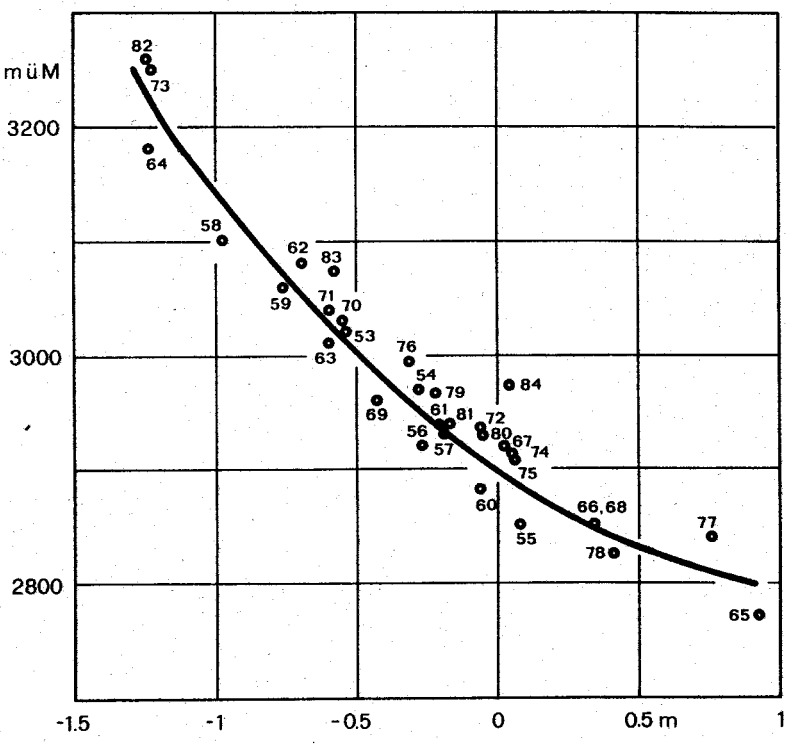


Fig. 3: Zusammenhang der Höhe der Gleichgewichtslinie Δh und der mittleren spezifischen Massenbilanz

5. Mögliche Rückkopplungen

Dass die Temperatur nach dieser Berechnung bisher so wenig zur gesamten Varianz der Gleichgewichtslinie beigetragen hat, steht im Widerspruch zur Fig. 2. Die physikalische Erklärung dazu liegt in der Tatsache, dass in der Natur die vier Variablen nicht von einander unabhängig sind. So ist zum Beispiel mit einer Temperaturänderung unmittelbar eine Änderung der Gegenstrahlung und des Sättigungsdampfdrucks verbunden, auf lange Sicht auch eine Änderung der Akkumulation.

Man muss daher die Änderung der Höhe der Gleichgewichtslinie mit der Temperatur erweitern und die Folgen der gleichzeitigen Änderungen der Feuchte und der Gegenstrahlung A mit der Temperatur mitberücksichtigen. Das ist formal ganz leicht:

$$dh/dT = \partial h/\partial T + \partial h/\partial p \; \partial p/\partial T + \partial h/\partial A \; \partial A/\partial T$$

Quantitativ bleibt aber ein breiter Bereich zur Auswahl der Zahlenwerte und im weiteren Sinn fehlen objektive Auswahlkriterien für die Rückkopplungsprozesse, die hier noch berücksichtigt werden müssen. Unter subjektiv gestellten, "einfachen Annahmen" resultieren folgende Zahlen von der letzten Gleichung:

$$170 \quad = \quad 65 + \quad 55 + \quad 50 \quad (m/°C)$$

Diese Angaben haben eine subjektiv geschätzte Genauigkeit (95% Vertrauensgrenze) von ± 50 m pro Grad.

Als dritte Stufe der Überlegungen folgt also ein wesentlich erhöhter Wert für die Reaktion der Gleichgewichtslinie auf eine Temperaturänderung. Die häufig zitierte Erwärmung von 1 - 2 Grad bis zum Jahr 2030 würde danach die Gleichgewichtslinie um 170 bis 340 m ansteigen lassen.

6. Die Empfindlichkeit eines Gletschers

Es wurde schon erwähnt, dass die Empfindlichkeit, mit der ein Gletscher auf eine allgemeine Erwärmung reagiert, von der Summe der vertikalen Gradienten der Wärmehaushaltskomponenten abhängt, je geringer ihre Änderung mit der Höhe, desto deutlicher die Rekation. Zusätzlich zu diesem meteoroglischen Einfluss gibt es noch einen topographischen, der zwar nicht den endgültigen Gleichgewichtszustand ändert, aber die Geschwindigkeit, mit der dieser erreicht werden kann, also die Reaktionsbereitschaft eines Gletschers.

Ein konkreter Anlass zu dieser Überlegung war die Beobachtung, dass zwei benachbarte Gletscher in den Tiroler Alpen in den vergangenen Jahrzenten sich unter identischen Klimabedingungen ganz konträr verhielten. Von 1970 bis 85 war die Zunge des ca. 9 km² grossen Hintereisferners ohne Unterbrechung um insgesamt 350 m zurückgewichen, während das Ende des ca. 4 km² grossen Kesselwandferners 320 m vorstiess. Dieser Unterschied ist mit der grössenbedingten Reaktionsträgheit allein nicht mehr zu erklären.

Wenn man aber die Änderung der jeweiligen Gletscherfläche mit der Höhe und die Änderung der Massenbilanz mit der Höhe ins Kalkül zieht, kommt ein interessanter neuer Aspekt heraus. Zur Erklärung soll die Massenbilanz von der Zunge bis zur Höhe z mit B, die entsprechende Fläche mit S bezeichnet werden, b ist die mittlere spezifische Bilanz B/S.

Dann kann die Reaktion der Gesamtbilanz eines Gletschers auf eine Temperaturänderung wie folgt in messbare Grössen zerlegt werden:

$$dB/dT = dB/dz \; dz/dT = (b\, dS/dz + S\, db/dz)\, dz/dT$$

Dabei kommt klar zum Ausdruck, dass die Änderung der Fläche mit der Höhe und die Änderung der mittleren spezifischen Bilanz mit der Höhe die Empfindlichkeit dB/dT allein bestimmen, denn dT/dz ist in den Alpen nahzu konstant.

Fig. 4 zeigt, dass die vertikalen Änderungen der Fläche so wie der spezifischen Bilanz einer Höhenstufe beim rasch reagierenden Kesselwandferner im Bereich der heutigen Gleichgewichtslinie viel höhere Werte haben als beim trägen Hintereisferner.

Damit ist eine Reihe von Möglichkeiten für die Modellierung der Energie- und Massenbilanz von Schnee und Eis in den Alpen in einem zukünftigen Klima vorgestellt worden. Über die Ungewissheit von Klimavorhersagen hinaus zeigen sich zusätzliche Einschränkungen in der Übertragung dieser Szenarien auf Schneedecken und Gletscher. Weitere analytische Formulierungen würden zunehmend spielerischen Charakter bekommen und vielleicht über die bestehenden, grundlegenen Grenzen hinwegtäuschen. Die prinzipiellen Schwierigkeiten sind einerseits, dass "die Gletscher der Alpen" die Summe einer Reihe von Individuen mit vielen topographischen und mikroklimatischen Freiheitsgraden sind, und andererseits, dass wir die Rückkopplungen in ihrer Energiebilanz noch immer ungenügend verstehen.

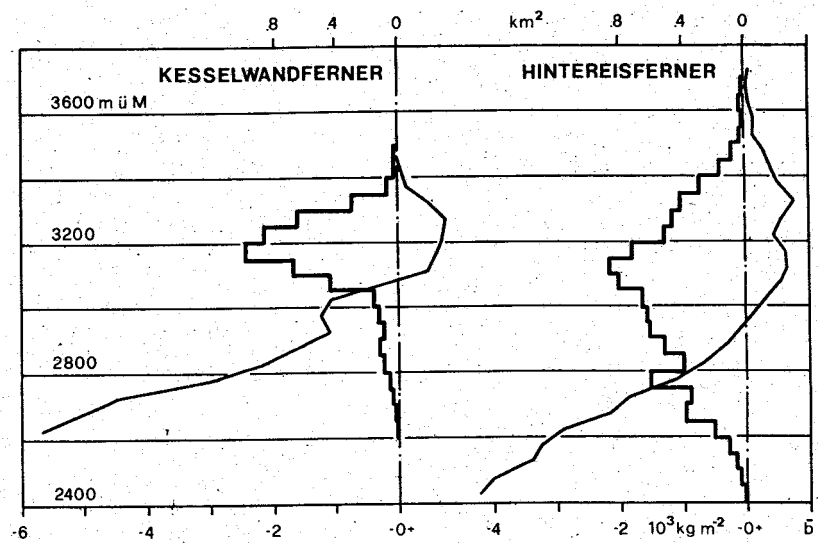


Fig. 4: Änderung der Fläche und der spezifischen Massenbilanz des Kesselwandferners und des Hintereisferners.

Diese Arbeit wurde von der Kommission für Hochalpine Forschung und der Geophysikalischen Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften unterstützt.

Literatur

Hoinkes, H. & K. Steinacker (1975): Zur Parametrisierung der Beziehung Klima-Gletscher. Rivista Italiana di Geofisca 1, 97-104.

Kuhn, M. (1981): Climate and Glaciers. IAHS Publication no. 131: 3-20.

Kuhn, M. (1989): The response of the equilibrium line altitude to climate fluctuations: theory and observations. In Oerlemans, J. (Ed.): Glacier Fluctuations and Climatic Change, 407-427.

Müller, H. (1984): Zum Strahlungshaushalt im Alpenraum. Mitteilung No. 71 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich.

Lang, H. (1978): Über die bedeutung der Mitteltemperatur als hydrometeorologischer Informationsträger. 14. Int. Tagung für Alpine Meteorologie, 15.-17. Sept. 1976, Rauris, Salzburg. Arbeiten aus der Zentralanstalt für Met. und Geodynamik, H. 31.

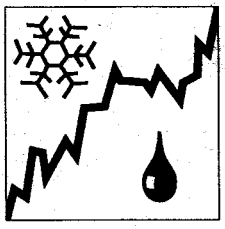
Tanzer, G. (1987): Die Berechnung des Wärmehaushalts an der Gleichgewichtslinie des Hintereisferners. Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 103 S.

Wagner, H.P., 1979, 1980: Strahlungshaushaltsuntersuchungen an einem Ostalpengletscher während der Hauptablationsperiode. 1. Teil: Kurzwellige Strahlung,. 2. Teil: Langwellige Strahlung und Strahlungsbilanz. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, B, 27, 297-324 und 28, 41-62.

Anschrift des Verfassers:
Prof. Dr. Michael Kuhn
Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck
Innrain 52
A-6020 Innsbruck

Internationale Fachtagung 11. Mai 1990 in Zürich
Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, dem Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos, und dem Geographischen Institut der ETH Zürich



Schnee und Lawinen

Paul Föhn, Weissfluhjoch/Davos

Zusammenfassung

Schnee, der sich bei unseren üblichen Wintertemperaturen immer nahe bei seinem Schmelzpunkt (0°C) befindet, **reagiert auf Klimaänderungen sehr empfindlich**: bei zu starker Erwärmung fällt er schon gar nicht erst, oder er schmilzt wieder rasch weg. Die Schweizeralpen und -voralpen waren bis anhin im Winter meistens mit einer Schneedecke versehen, die für den Wintertourismus, die Landwirtschaft (Isolationsschicht) und die Wasserwirtschaft (Wasserspeicher) von grosser Bedeutung war.

Die Zukunft unserer Schneedecke in einer wärmeren Atmosphäre ist ungewiss, auch wenn die langjährigen Schneemessreihen (seit 1940/50 vorhanden) erst in den letzten Wintern Besonderheiten aufzeigen: Die **Frühwinter** der letzten 4-7 Jahre (je nach Region) waren in zunehmendem Masse schneearm. Die Winter als Gesamtes betrachtet, sind aber nicht schneeärmer geworden. Die Winter (Kälte, Schneefälle) finden einfach zunehmend erst im Frühling statt. Da aber solche Verschiebungen erst seit wenigen Jahren feststellbar sind, und ähnliche Verschiebungen schon in früheren Jahrzehnten stattfanden, **darf daraus kein bewiesener Zusammenhang mit einer Klimaänderung abgeleitet werden**. Auch die Schneedeckenqualität und die damit zusammenhängende Lawinentätigkeit weisen in den letzten Jahren wenig trendmässige Aenderungen auf.

Das Prozessverständnis der Schneedeckenbildung und ihres Abbaus ist immerhin so gross, dass zukünftige Entwicklungen abgeschätzt werden könnten, falls die zukünftigen Klimaveränderungen (Temperatur, Niederschlag) bekannt sind. Für die Lawinenbildung kann dies leider nicht gesagt werden. Falls die Wintertemperatur in den nächsten Jahrzehnten 3°C zunehmen würde, könnte sich die Schneedecke in Kurortshöhe (1500 m) erst ab rund 10. Dezember bilden und würde schon Ende März wegschmelzen. Die Wintersaison würde dort mindestens einen Monat kürzer ausfallen als bis anhin. **Eine sich überlagernde - und momentan sich andeutende - Winterverschiebung in den Frühling hinein, könnte** aber für den Wintertourismus und die anderen Belange **noch schwerere Folgen haben.**

Da mindestens der sich abzeichnende Trend zu wärmeren (und wohl schneeärmeren) Frühwintern oder Wintern sich in den kommenden Jahren konkretisieren lässt, gilt es, vermehrt Beobachtungs- und Bearbeitungskapazität für diese Belange bereitzustellen.

Mitteilung Nr. 108, 1990, der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 33-48

Summary

Snow is - at our environmental temperatures - always close to its melting point (0°C), thus mean temperature changes of even a few degrees could have dramatic impacts on its presence (snow cover yes or no), and also on its quality (enhanced or supressed snow metamorphism and corresponding avalanche activity).

Until now our Swiss Alps were covered in wintertime by a sufficient snow cover, which was vital for "skitourism" and also important for agriculture and water resources. The future of this snow cover is uncertain if climate continues to warm up although our present snow records (since 1940/50) show only slight trends in this direction. In the last 4 to 7 winters the early winter months showed increasingly smaller snow depths. The winter as a whole did not change much until present. However, the late months of winter reveal in contrast increasing snow depth and snow mass (W.E.). Thus it seems that the winter period has shifted towards spring. Nevertheless because in the past similar shifts and periods of minimal snow coverage have been observed, these observations cannot be taken as proof of global climatic changes. Snow cover quality and avalanche activity show few trends in the last 50 years.

If a climatic scenario is given in terms of key variables it is more feasible to estimate the snow cover quantity than its quality. Based on this latest fact it seems very hard to estimate future avalanche activity. If the mean winter temperature increased by 3°C (other things unchanged) the snow cover at 1500 m a.s.l. would build up in the Alps around the 10th of December and disappear already by the end of March. The ski season would be shortened by roughly one month at this altitude. There would be even worse implications for ski tourism if the whole winter were shifted towards spring, as it seems to have done in the last few years.

Because such signaled trends might become a reality in the next few years, it is important to continue making thorough observations and measurements and to conduct special study groups on this topic.

1. Charakteristik und Sensitivität

1.1 Schnee als Material

Unter abgelagertem Schnee (im Gegensatz zu atmosphärischem Schnee als Niederschlag) verstehen wir eine mehr oder weniger grosse Ansammlung von Schneekristallen oder amorphen Schneeteilchen auf dem Erdboden. Eine schichtweise Ansammlung von Schneeteilchen wird gemeinhin als **Schneedecke** bezeichnet. Im Hinblick auf klimatologische und praktische Zusammenhänge wird im Folgenden von **Schnee als Material** einerseits und von der **Schneedecken-Quantität** (Höhe und Wasser-Masse) und der **Schneedecken-Qualität** (Struktur und Schichtung) andererseits die Rede sein.

- Schnee befindet sich in unseren Breitengraden - bei den üblichen Wintertemperaturen - **oft nahe bei seinem Schmelzpunkt**, so dass einige Grade mehr oder weniger entscheiden, ob er wegschmilzt oder bleibt oder aber welche Qualität er aufweist.

- Schnee weist in Abhängigkeit von seiner Qualität (Kornform, -grösse, Dichte, Feuchtigkeit, Verunreinigungen) **eine hohe Albedo** (α) für kurzwellige Strahlung auf (α = 0,4-0,9). Er reflektiert kurzwellige Strahlung 2-4

mal stärker als Grasland und Boden. Die eingestrahlte Energie geht also grösstenteils wieder verloren.

- Schnee ist ein fast **idealer schwarzer Körper** im langwelligen Strahlungsbereich mit einer Emissivität (B) von 0,8-0,95. Er absorbiert langwellige Strahlung fast total und strahlt sie - in starker Abhängigkeit von der Schneeoberflächentemperatur - auch wie der effektiv ab. Das Gesetz von Stephan Boltzmann bestimmt diese Abstrahlung (E):

$$E = B \cdot \sigma \cdot Ts^4, \quad \text{wobei} \quad \begin{array}{l} B = \text{Emissionskoeffizient} \\ \sigma = \text{Stephan Boltzmann Konstante} \\ Ts = \text{Schneeoberflächen-Temperatur} \end{array}$$

Da die Schneetemperatur nicht über 0°C ansteigen kann, ist die langwellige Abstrahlung des Schnees im Vergleich zum aperen Boden stark beschränkt, so dass z.B. das wohlbekannte indirekte Aufwärmen der bodennahen Luftschichten durch die Oberfläche "Schnee" stark vermindert ist.

- Der **Wasserdampfdruck** über planen Schnee-/Eisflächen ist im Temperaturbereich unter 0°C **geringer** als über Wasserflächen und feuchtem Boden, so dass Schnee-/Eisflächen dadurch und auf Grund der reduzierten Temperaturen geringere Verdunstungsraten aufweisen als Wasserflächen oder Böden.

- Aufgrund ihrer **hohen Porosität** (60-90% Luft) ist eine trockene Schneedecke eine gute Isolationsschicht für den unterliegenden Boden. Ihre Isolationsfähigkeit ist ähnlich wie für Tannenholz.

1.2 Schneedecken Quantität

- Die Schneedecken-Masse wird durch ihr **Wasserequivalent** (W.E.) in mm ausgedrückt, wobei man sich vorstellen muss, dass der Schnee geschmolzen, eine bestimmte Wassersäulenhöhe über dem Boden ergeben würde.

- Für technische Anwendungen wird oft vereinfachend die **Schneehöhe** als Mass der Schneedecke benützt (Skitourismus, Schneeräumung etc.).

- Die Schneedecke kann als **dünne**, vorübergehend auftretende Erdoberflächenschicht betrachtet werden, wobei ihre Masse und Höhe sehr beschränkt sind (cm bis einige m!). Ihre flächige Ausdehnung und ihr zeitliches Vorhandensein sind deshalb sehr variabel.

1.3 Schneedecken Qualität

- Die Schneedecke ist ein geschichtetes, anisotropes Medium, das sehr empfindlich auf jede Witterungsänderung reagiert (Umkristallisationen, Feuchtwerden). Daraus erklärt sich auch ihre **geringe mechanische Festigkeit**, so dass eine Schneedecke am Hang häufig instabil ist und als Lawine abgleitet.

Die Schneedecke ist also eine dünne, thermisch isolierende, räumlich ausgedehnte, zeitlich begrenzte und extrem strahlungsreflektierende Erdoberflächenschicht, die für folgende Bereiche wichtig ist:

- Wintertourismus (Gleitschicht)
- Landwirtschaft (Isolationsschicht)
- Wasserwirtschaft (temporärer Wasserspeicher)
- Lawinen, Gletscher, Permafrost
- Klima

Während in den folgenden Abschnitten vor allem die Belange des Wintertourismus und der Lawinenbildung beleuchtet werden, soll die weltweite Bedeutung der Schneedecke für das Klima noch kurz angetönt werden. Aus den vorhin erwähnten Schneeigenschaften geht hervor, dass sich im Winterhalbjahr Land- und z.T. Meeresflächen nördlich und südlich des 50 Breitengrades ganz anders auf das Klima auswirken könnten, je nachdem diese mit Schnee bedeckt sind oder ohne Schneebedeckung wären.

Im heutigen Zustand sind diese Flächen zeitweise **schneebedeckt**. Die kurzwellige Einstrahlung geht durch die grosse Albedo zu rund 80% wieder in den Raum verloren und die Erdoberflächentemperatur kann sich nur bis maximal 0°C erwärmen. Die Schneedecke wirkt als "Thermostat". Die langwellige Abstrahlung ist gemäss dem Gesetz von Stephan Boltzmann gering, und die Verdunstung und der konvektive Wärmetransport in die Atmosphäre sind ebenfalls stark eingeschränkt.

Im zukünftigen Zustand, wenn viele Gebiete nördlich und südlich des 50. Breitengrades **schneefrei** würden, wären die Erwärmungsprozesse ab der aperen und durch kurzwellige Strahlungsabsorption deutlich wärmeren Erdoberfläche intensiviert, so dass **der Treibhauseffekt** durch erhöhte Wasserdampfabgabe, wärmere Luftschichten und erhöhte langwellige Abstrahlung und deren Reflexion an den Treibhausgasen **noch vergrössert würde.**

2. Datengrundlagen und entsprechende Auswertungen

Die Schneedecke und die Lawinen wurden schon vereinzelt im letzten Jahrhundert beschrieben (Coaz 1881), eine systematische Beobachtung wurde aber erst durch das Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung und die Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an die Hand genommen. Datenreihen von Schnee und Lawinen existieren - je nach Landesgegend - ab 1940 oder 1950. Vereinzelt sind auch ältere Schneemessreihen greifbar, wie jene von Davos, die bis 1892 zurückgeht. Leider wurde anfänglich meist nur die totale Schneehöhe und die Neuschneehöhe erfasst, während Wasserwertmessungen und Schneegrenzenbeobachtungen erst später ausgeführt wurden.

Wie war der Winter und die Schneedecke auf Grund dieser Daten in den vergangenen Jahrzehnten?

Da eine erste Analyse verschiedener Messgrössen, z.B. Niederschlag, Schneehöhe, Temperatur (vgl. Fig 1) rasch aufzeigte, dass

1.) die Schwankungen bei allen gemessenen Grössen von Jahr zu Jahr gross waren und

2.) eindeutige Trends für die Winter als Ganzes nicht gefunden werden konnten,

konzentrierten wir uns auf die Frühwinterperiode (November, Dezember), die ja für den Wintertourismus in den letzten Jahren zunehmend Probleme ergab. Es wurden die Neuschneesummen und die mittleren Schneehöhen pro Frühwinter-Monat und die Schneehöhe am 1. Januar für viele Alpenstationen analysiert. Einzig die Kurven der mittleren Schneehöhe im Dezember und die Schneehöhe am 1. Januar ergeben einen Trend insofern, als man hier über die letzten 4-7 Jahre (je nach Region) sieht, dass die Werte gehäuft tiefer sind als in vergleichbaren früheren Perioden mit ebenfalls wenig Schnee. Die Fig. 2, wo die jährlichen Messwerte und 5-jährig übergreifende Mittelwerte dargestellt sind, belegen diese Feststellung für verschiedene Alpenregionen (vgl. auch Föhn & Plüss 1989). Gemäss diesen Figuren ist die frühwinterliche Schneearmut vor allem in den südlichen und westlichen Alpenregionen am deutlichsten sichtbar. Dass aber in früheren Jahrzehnten schon ähnliche schneearme Frühwintersequenzen auftraten, belegt die Fig. 3, wo die Werte von Davos seit 1892 in der gleichen Art dargestellt sind. Auch die Fig. 4, wo die mittlere Wiederkehrperiode für einen schneearmen Frühwinter in den Subregionen dargestellt ist, zeigt, dass in gewissen Regionen alle 3-6 Jahre ein schneearmer Frühwinter schon in den letzten 30-50 Jahren auftrat: Alle auf der Fig. 4 nicht schraffierten Alpenregionen weisen nämlich eine mittlere Wiederkehrdauer für schneearme Frühwinter zwischen 3-6 Jahren auf. Während die Schneedecke in den Hochwintermonaten (Januar, Februar, $^1/_2$ März) wenig trendmässige Aenderungen aufweist (vgl. Fig. 5a), deutet sich für die Spätwintermonate ebenfalls ein Trend an. Die Schneehöhen und die Schneemassen (W.E.) sind im Frühling grösser und das Ausapern ist mit zunehmender Höhenlage verzögert. Dies wird stellvertretend durch die Fig. 5b) angedeutet: Am 15. April weist Davos im Vergleich zum 1. Januar zunehmend höhere Wasserwerte auf als früher (vgl. Stoop 1990).

Die Schneedeckenqualität und die damit verbundene Lawinenaktivität im Laufe der letzten 50 Jahre wurden von de Quervain & Meister (1987) untersucht. Wie Fig. 6 für die Station Weissfluhjoch belegt, konnten wohl sechs verschiedene Rammprofil-Typen (A-F) bestimmt werden, doch zeigt sich weder für den 1. Januar (Fig. 6a) noch für den 1. April (Fig. 6b) ein deutlicher zeitlicher Trend in Richtung eines bestimmten Rammprofil-Typus. Auch die als Index 'SUMLAW' dargestellte Lawinenaktivität (Fig. 6c) zeigt weder eine trendmässige Abnahme noch eine Zunahme in den letzten 50 Jahren.

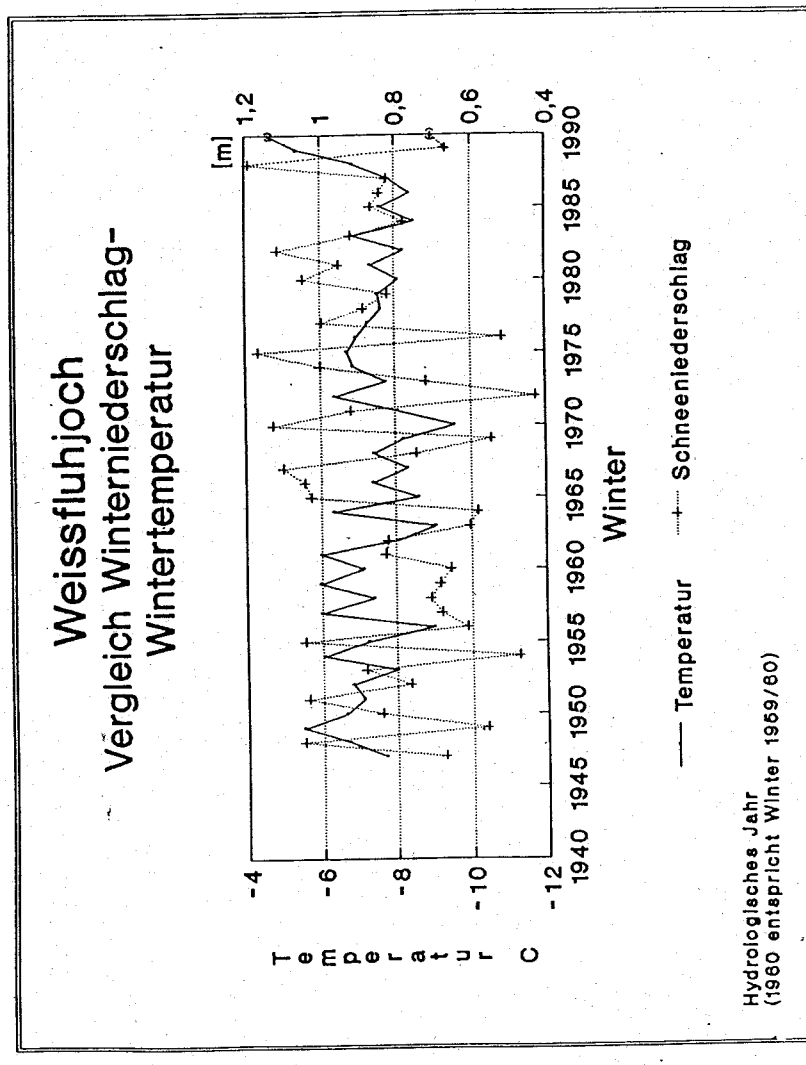


Fig. 1: Winterniederschlag (Schneefall) und mittlere Wintertemperatur (Nov.-April) auf Weissfluhjoch (2540 m, bzw. 2693 m)

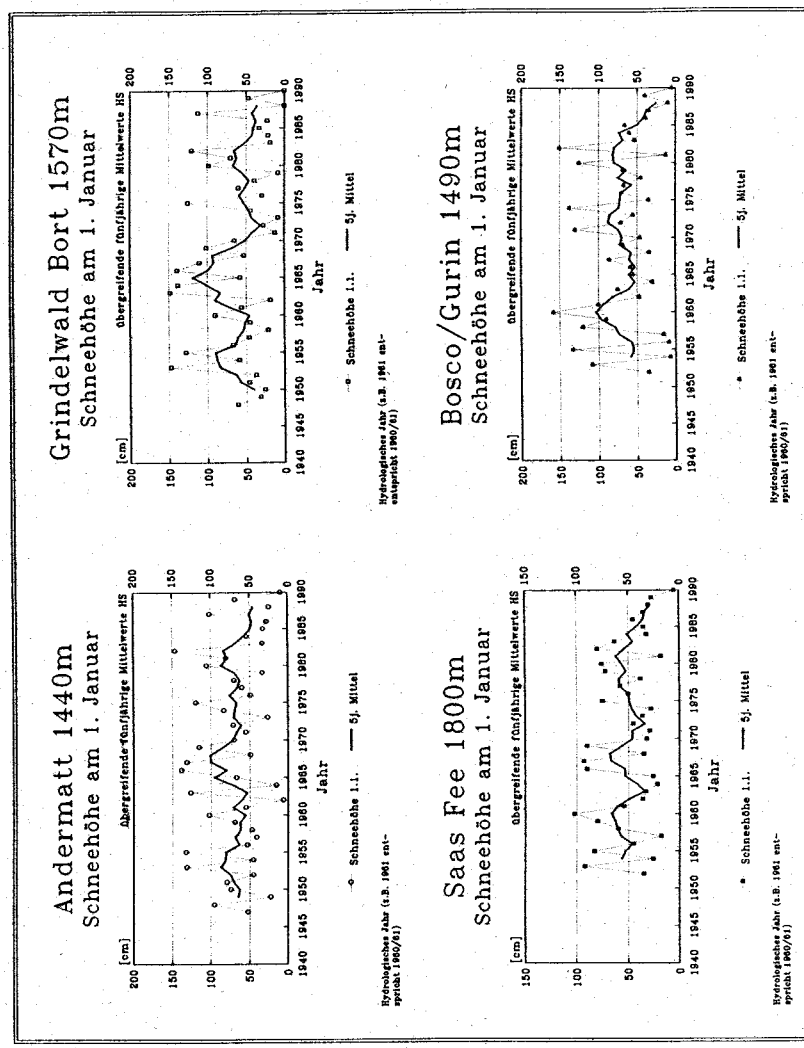


Fig. 2: Schneehöhen am 1. Januar und 5-jährig übergreifende Mittelwerte an 4 Alpenstationen

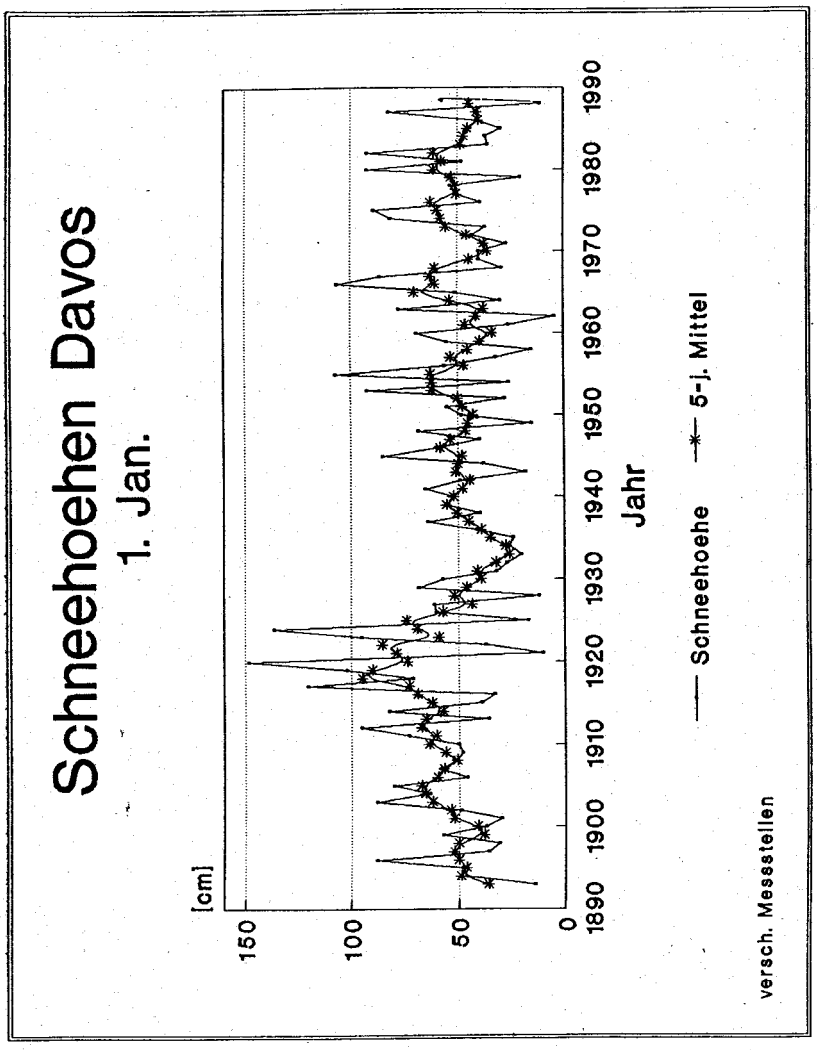


Fig. 3: Schneehöhe am 1. Januar in Davos 1892-1989 und 5-jährig übergreifende Mittelwerte

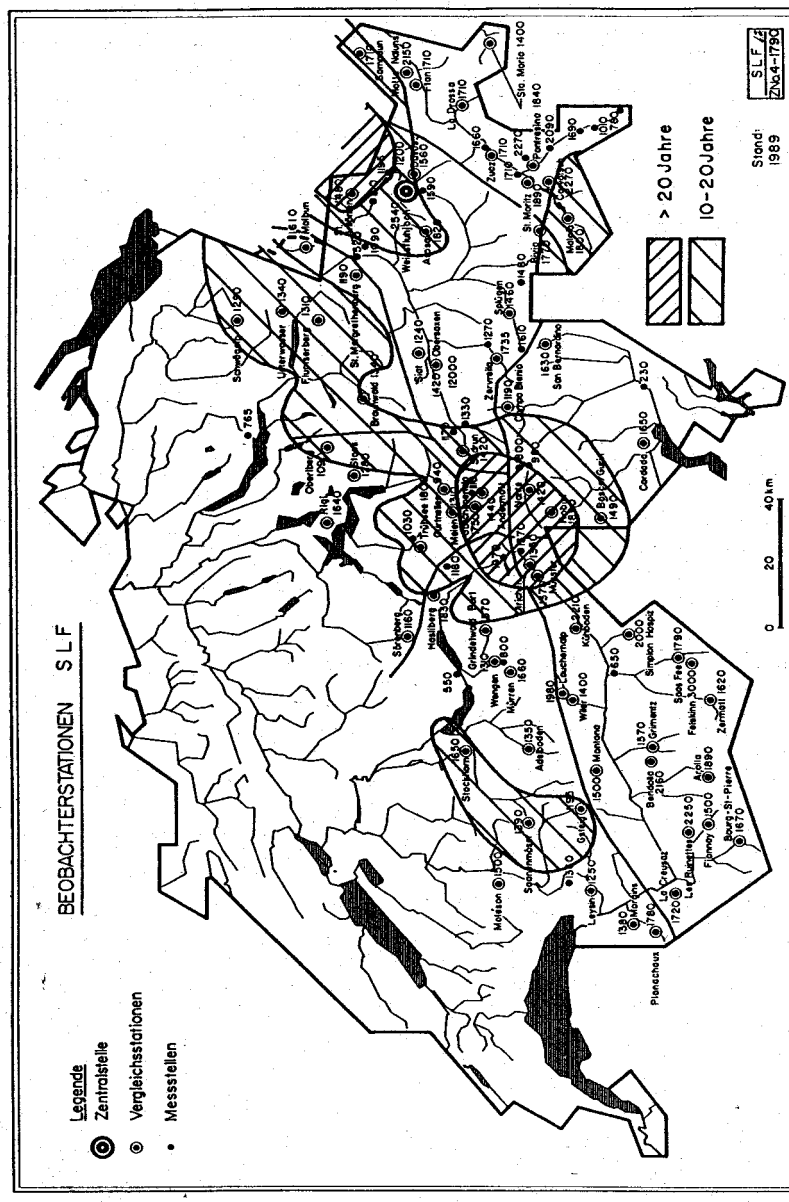


Fig. 4: Mittlere Wiederkehrperioden für schneearme Frühwinter (≤ 20 cm am 1.1. oberhalb 1200 m) in verschiedenen Alpenregionen (1940/50-1990). Die Gebiete ohne Schraffur weisen eine mittlere Wiederkehrdauer für schneearme Frühwinter von 3-6 Jahren auf.

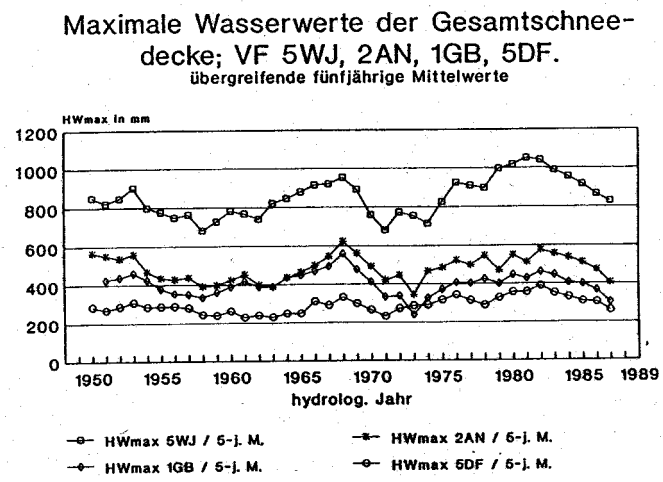


Fig. 5a): Fünfjährig übergreifende Mittelwerte des maximalen Wasserwertes (HW max) der Schneedecke pro Winter an 4 Alpenstandorten: 5WJ: Weissfluhjoch, 2540 m; 2AN: Andermatt, 1440 m; 1GB: Grindelwald-Bort, 1570 m; 5 DF: Davos Dorf, 1560 m

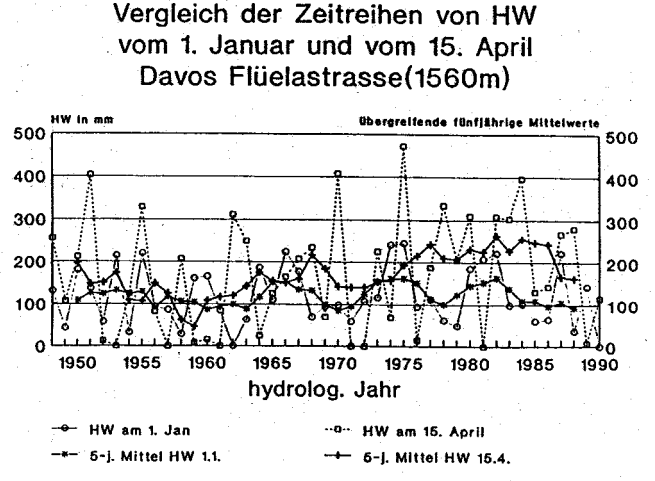


Fig. 5b): Einzelwerte und fünfjährig übergreifende Mittelwerte der Wasserwerte (HW) der Schneedecke je für den 1. Januar und den 15. April in Davos Dorf. Die dick ausgezogenen Kurven zeigen auf, dass die Wasserwerte der Schneedecke am 15. April in den letzten 12 - 15 Jahren deutlich höher liegen als diejenigen am 1. Januar. In früheren Jahrzehnten war der Unterschied zwischen den 2 Terminen häufig nur gering.

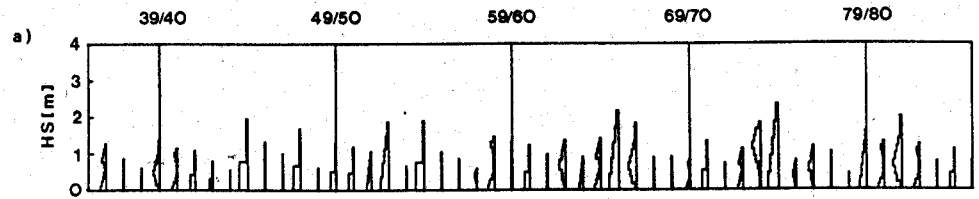


Fig. 6a): Schneehöhe und Rammprofilform (kp nach lk. aufgetragen) am 1. Januar jeden Winters, gemessen im Versuchsfeld Weissfluhjoch, 2540 m.

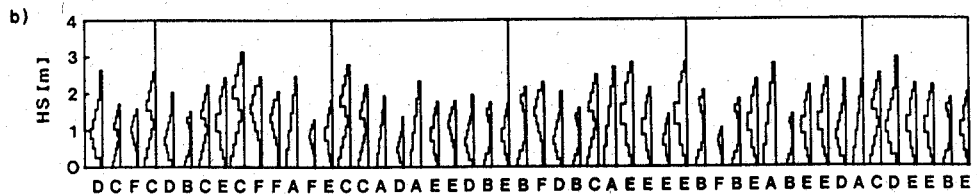


Fig. 6b): Schneehöhe und Rammprofilform am 1. April jeden Winters und Typisierung der Rammprofilform (A-F)

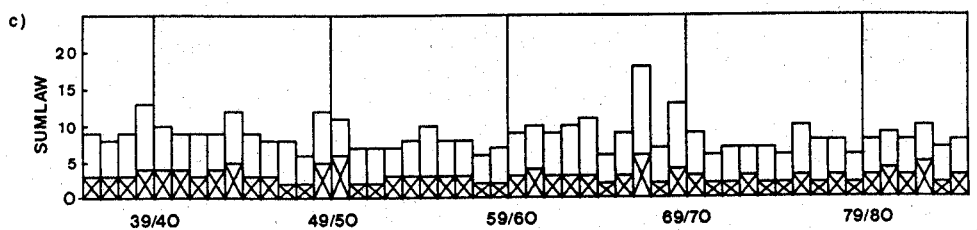


Fig. 6c): Intensität der maximalsten (schraffiert) und der 5 wichtigsten Lawinenperioden pro Winter im Parsenngebiet, Davos (aus: de Quervain & Meister 1987).

3. Prozessverständnis

Der **quantitative** Auf- und Abbau einer Schneedecke vollzieht sich gemäss den bekannten Regeln der Massen- und Energiebilanz. Die Hauptprozesse und die wichtigsten Variablen sind soweit bekannt, dass das Schneedecken-Wasseraequivalent (W.E.) im zeitlichen Verlauf grob nachgebildet werden kann. Es gilt folgende Bestimmungsgleichung:

$$W.E. = N - (SM \pm DM \pm E \pm W)$$

wobei N der feste Niederschlag, SM die Oberflächen-Schmelzrate, DM die Massenänderung in der Schneedecke, E der Dampfaustausch an der Oberfläche und W die Massenveränderungen durch Wind, Regen und Bodenschmelze darstellt. Der Klammerausdruck auf der rechten Seite der Gleichung entspricht etwa der Schneedecken-Ablation.

Arbeiten von Anderson (1976), Male & Granger (1981) und Kuhn (1987) beschreiben z.B. die Technik des Vorgehens. Parametrisierung ist weitgehend notwendig, beispielsweise kann die Ablation auch mit einfachen Temperatur-Index-Methoden hinreichend genau beschrieben werden (vgl. Braun & Lang 1986). Gerade die Temperatur-Index-Methoden bieten sich natürlich in der heutigen Situation an, wo z.B. nur die globale Zunahme der Temperatur vorgegeben ist. Eine Bearbeitung von Martinec & Rango (1989) zeigt die Möglichkeiten eines solchen Index-Verfahrens für drei verschiedene Einzugsgebiete auf.

Für die Nachbildung und zukünftige Simulation des Schneedecken-Wasseraequivalentes müssen also primär die zwei Hauptprozesse Akkumulation und Ablation mit ihren wichtigsten Variablen (fester Niederschlag, Lufttemperatur) bekannt sein. Teilprozesse wie die Massenänderung in der Schneedecke und an ihrer Oberfläche können meistens durch entsprechende Parametrisierungen angenähert werden (vgl. Föhn 1973). Dabei ist zu bedenken, dass gerade das Niederschlagsverhalten bei einer globalen Erwärmung sehr schwierig abzuschätzen ist. Analysen der Beziehung zwischen Niederschlag und Temperatur vergangener Zeiten und prinzipielle Ueberlegungen geben hier ein sehr wiedersprüchliches Bild. Schüepp & Gensler (1986) zeigen auf, dass die beiden Grössen in unseren Gebieten im Jahresrhythmus eher negativ korreliert waren: also je höher die Temperatur desto geringer der Niederschlag, während Oeschger (1988) aus physikalischen Ueberlegungen für ein Parallellaufen der beiden Grössen plädiert. Pfister (1984) schliesslich zeigt mit alten, angenäherten Klimareihen auf, dass der Sommerniederschlag eher negativ mit der Temperatur korreliert ist, der Winterniederschlag sich aber gerade umgekehrt verhält. Die in Fig. 1 dargestellte Zeitreihe der beiden Grössen im Winterhalbjahr ergibt z.B. eine eher negative Korrelation zwischen Winterniederschlag und mittlerer Wintertemperatur. Die Kopplung und Beeinflussung verschiedener Haupteinflussgrössen untereinander ist leider zu wenig bekannt und bedarf noch der Bearbeitung.

Die qualitativen Eigenschaften einer Schneedecke (Schichtung, Kornformen, mechanische Festigkeiten) können vorläufig nur in groben Zügen modelliert werden. Während die Schichtfolge bei Kenntnis der Schneefallsequenzen und der Setzungsraten (durch Eigengewicht und überlagerte Schichten) noch nachvollziehbar ist, so sind verschiedene metamorphistische Prozesse nur qualitativ erklärbar. Die Bildung und das zeitliche Verhalten von schwachen Zwischenschichten kann nicht in jenem Detail nachgebildet werden, dass daraus eine Zu- oder Abnahme der Lawinentätigkeit in veränderten Klimaverhältnissen abgeleitet werden könnte.

4. Zukunftsperspektiven

Aus dem Gesagten geht hervor, dass vor allem die Kopplung zwischen den Haupteinflussgrössen nicht genügend bekannt ist, um genaue Prognosen über das Verhalten der Schneedecke und der Lawinen in den nächsten Jahren zu machen. Das Prozessverständnis hingegen erlaubt grobe Prognosen:

Wenn man annimmt, dass sich die mittlere Temperatur in den nächsten Jahrzehnten um rund 3°C erhöht und die anderen Prozesse (Niederschlag, Verdunstung usw.) nur geringfügig ändern (etwa innerhalb ± 10%), können einige vermutliche Auswirkungen skizziert werden:

- Die mittlere Schneefallgrenze würde um 200 - 400 m ansteigen; inneralpin dürfte der tiefere Wert, randalpin der höhere Wert gelten.

- Die temporäre (winterliche) Schneegrenze würde 300 - 500 m ansteigen, so dass unterhalb rund 1200 m ü.M. selten eine geschlossene Schneedecke anzutreffen wäre.

- Der Schneehöhenverlauf im bisherigen "Normalwinter" auf 1500 m ü.M. - wie er auf Fig. 7 skizziert ist - würde sich insofern ändern, als das Einschneien verzögert und das Ausapern verfrüht wäre. Eine Schneedecke könnte sich erst etwa ab dem 10. Dezember bilden und sie würde schon Ende März wegschmelzen. Die Schneedeckenzeit würde also mindestens einen Monat kürzer ausfallen als bis anhin. Gleichzeitig wären die Schneehöhen und Wasserwerte deutlich geringer. Zur Beurteilung der Schneesicherheit und damit der Skisporttauglichkeit kann die 100 Tage-Regel, wie sie Witmer (1986) beschrieben hat, verwendet werden. Dabei werden die in der Zeitspanne vom 1.12. - 30.4. an mindestens 100 Tagen, auf horizontalen Flächen erreichten minimalen Schneehöhen pro Höhenstufe bestimmt und mit einer für den Skilauf minimal nötigen Schneehöhe (abhängig vom Untergrund) verglichen. Liegen die gemessenen Schneehöhen über dem Grenzwert (z.B. auf 1500 m: 20 - 30 cm), gilt die Region als schneesicher.

In den verflossenen Jahrzehnten (1930/31 - 1979/80) war diese 100 Tage-Regel in den meisten Schweizerischen Alpenregionen für Stationen oberhalb 1000 - 1200 m erfüllt, d.h. Höhenlagen oberhalb rund 1200 m waren schneesicher (vgl. Winterberichte des Eidg. Institutes für Schnee- und La-

winenforschung). Falls die genannte Erwärmung einträte, wären nur noch Standorte oberhalb rund 1500 m schneesicher, wobei allerdings stark besonnte Hangzonen zwischen 1500 und 2000 m ü.M. häufig ebenfalls eine ungenügende Schneedecke aufweisen würden.

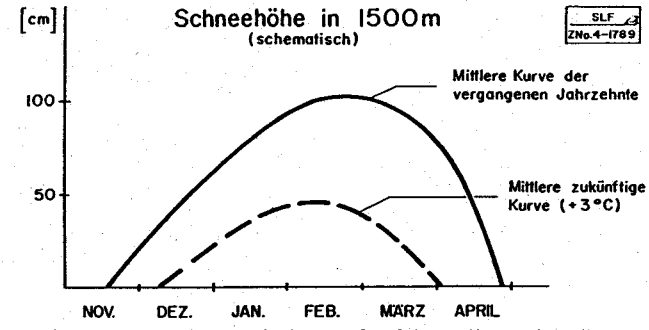


Fig. 7: Schematischer Schneehöhenverlauf im Winter in 1500 m ü.M. in den vergangenen Jahrzehnten und in Zukunft

Die zukünftig erhöhte Temperatur während der Schneefälle und während der Setzungsperiode dieser Schichten lässt vermuten, dass die abbauende Metamorphose und damit die Setzung und Verfestigung rascher vor sich gehen würde als bis anhin. Die Anzahl und Grösse trockener, spontaner Hochwinterlawinen dürfte abnehmen. Dem gegenüber dürfte die Bedeutung feuchter oder nasser Früh- oder Spätwinterlawinen zunehmen.

5. Massnahmen

Da eine zunehmende, mindestens gebietsweise Erwärmung des Globus aus physikalischen Gründen angenommen werden muss, - auch wenn die Anzeichen noch wenig "beweiskräftig" sind -, sind Massnahmen auf verschiedenen Ebenen eine Notwendigkeit:

- die **technisch-wissenschaftlichen Institute**, die bis anhin Daten- und Beobachtungsmaterial im Bereich Schnee/Eis gesammelt haben, sollten fortfahren, homogene Datenreihen zu beschaffen **und** die Personal-Kapazität erhalten, um sinnvolle Bearbeitungen (Zeitreihenanalysen, Modellberechnungen) zum Problem auszuführen.

- die **Privatwirtschaft**, die auf eine genügende Schneedecke angewiesen ist, sollte für einige Jahre noch eine abwartende Haltung in dieser unsicheren klimatischen Situation einnehmen, will sie nicht Gefahr laufen, unnötige Investitionen zu tätigen (neue Skitransport-Anlagen, Schneekanonen, Wasserspeicherbecken etc.). In spätestens fünf Jahren dürfte es z.B. aus den laufenden Schneedaten ersichtlich werden, ob wir uns - trotz vielleicht fortschreitend globaler Erwärmung - einer wiederum schneereicheren Zeitspanne zubewegen oder ob die zunehmende Schneearmut und ihre Konsequenzen definitiv als Tatsache hingenommen werden müssen.

6. Literatur

Andersson, E.A. (1976): A point energy and mass balance model of a snow cover - NOAA Technical Report Nat. Weather Service 19., Washington, D.C., 144 S.

Braun, L.N. & Lang, H. (1986): Simulation of snowmelt runoff in lowland and lower Alpine regions of Switzerland. IAHS - Publ. No. 155: 125-140.

Coaz, J. (1881): Die Lauinen der Schweizeralpen. J. Dalp'sche Buchhandlung, Bern 147 S. + Tab.

Föhn, P. M. B (1973): Short-term snow melt and ablation derived from heat- and mass-balance measurements. J. of Glac., 12, 65: 275 - 289.

Föhn, P. & Plüss, Chr. (1989): Frühwinterliche Schneearmut: Fiktion oder Realität? Int. Ber. des SLF, Nr. 655, 12 S. + 77 Fig.

Kuhn, M. (1987): Micro-meteorological conditions for snow melt. J. of Glaciology, 33, 113: 24 - 26.

Male, D.H. & Granger, R.J. (1981): Snow surface energy exchange. Water resources research, 17, 3: 609 - 627.

Martinec, J. & Rango, A. (1989): Effects of climate change on snowmelt runoff patterns. IAHS-Publ. No. 186: 31 - 38.

Oeschger, H. (1988): Climatic fluctuations and alterations, assumed causes and consequences, Summary of WMO/ICSU Conferenz, 1985 Villach. Oesterreich. Wasserwirtschaft, 40, 5/6: 106 - 114.

Pfister, Chr. (1988): Klimageschichte der Schweiz 1525 bis 1860. 3. Auflage, Verlag Haupt, Bern, 163 S.

de Quervain, M. & Meister, R. (1987): 50 years of snow profiles on the Weissfluhjoch and relations to the surrounding avalanche activity (1936/37 - 1985/86), Proceedings of the IAHS Symposium Davos 1986. IAHS Publ. 162: 161 - 181.

Schüepp, M. & Gensler, G. (1986): Witterungsänderungen in der Schweiz im 19. und 20. Jahrhundert, Ursachen und Folgen. Geographica Helvetia, 41, 1: 17 - 26.

Stoop, P. (1990): Untersuchungen über Zusammenhänge zwischen dem Wassergehalt einer Schneedecke und verschiedenen Parametern der Lufttemperatur der sechs Wintermonate im Zeitraum 1948 bis 1989. Int. Ber. des SLF, Nr. 659, 11 S. + 23 Fig.

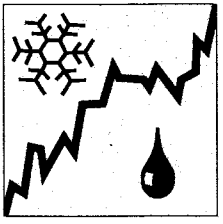
Winterberichte des Eidg. Institutes für Schnee- und Lawinenforschung (SLF) Weissfluhjoch/Davos, Nr. 1 - 51, ab 1936/37.

Witmer, U. (1986): Erfassung, Bearbeitung und Kartierung von Schneedaten in der Schweiz. Geographica Bernensia, G 25, 215 S.

Anschrift des Verfassers
Dr. Paul Föhn
Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung
7260 Weissfluhjoch/Davos

Internationale Fachtagung 11. Mai 1990 in Zürich
Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, dem Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos, und dem Geographischen Institut der ETH Zürich



GLETSCHER

Gernot Patzelt, Innsbruck & Markus Aellen, Zürich

Zusammenfassung

Gletscher und Klima sind samt ihren Veränderungen in vielfältiger Weise eng miteinander verknüpft. Die Mechanismen dieser komplexen Beziehungen sind zum grossen Teil erforscht, die dabei wirksamen Grössen jedoch nur zum kleinen Teil über längere Zeitspannen durchgehend mit Messdaten erfasst. Mit vereinfachenden Annahmen lassen sich langfristige Gletscherveränderungen als Funktion der Niederschlags- und Temperaturverhältnisse nachvollziehen und in diesem begrenzten Rahmen auch vorhersagen. Seit ihrem letzten Hochstand im 19.Jahrhundert (um 1850 AD) sind die Gletscher der Alpen insgesamt um einen Drittel bis die Hälfte ihrer Fläche verkleinert worden. Hierzu genügte ein Anstieg der durchschnittlichen Sommertemperatur im Ausmass von 0.5 bis 1.0°C, obwohl die Jahresmenge des Niederschlags eher zu- als abgenommen hat. Warmphasen mit Temperaturverhältnissen wie heute hat es während der letzten 10'000 Jahre öfter gegeben. Eine längerfristige Erwärmung von 2 bis 3°C über gegenwärtiges Niveau ist jedoch nie erreicht worden und stünde im alpinen Holozän ohne Beispiel da. Bei einem Temperaturanstieg dieser Grössenordnung müsste die Schneegrenze um rund 300 m ansteigen. Dabei würden die Gletscher in den österreichischen Alpen etwa neun Zehntel, in den schweizerischen etwa drei Viertel ihrer Fläche verlieren. Die Auswirkungen einer solchen Entwicklung im Hochgebirge auf den Wasserhaushalt und die Abflussverhältnisse, auf die Ablagerung, den Abtrag und die Umlagerung von Lockergesteinsmassen oder auf das landschaftliche Erscheinungsbild sind in vermehrtem Masse zu erforschen und mit systematischen Erhebungen langfristig zu erfassen.

Summary

Glaciers and climate as well as their variations are linked together in manyfold ways. The particular mechanismes of these complex relations have been studied in most details, but data records of the involved elements exist in few cases as a continuous time series over a long period. By adopting simplifying assumptions, long term fluctuations of glaciers may be reconstructed as a function of observed climatic elements, such as precipitation and temperature values, and within these restricted confidence limits may be predicted also. Since last maximum advance of glaciers in 19th century (around 1850), overall glacier area in the Alps has been reduced by a rate between one third and half its original value. This is due to a general increase in mean summer temperature in the order of 0.5 to 1.0°C only, although total annual precipitation has increased rather than decreased. Warm periods with similar as todays temperature conditions have indeed often ocurred during the last 10'000 years, whereas an in-

Mitteilung Nr. 108, 1990, der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 49-69

crease by 2 to 3°C above actual temperature level never might have lasted for long periods and in case of happening in the near future would be outstanding in the holocene age. Such an important increase in temperature would cause an increase also in altitude of snow line, in the order of 300 meters. This might lead to a severe desintegration of the alpine ice cover: As a total, austrian glaciers would shrink to about one tenth, swiss glaciers to about one fourth of their actual area. The impact of such a development in the high mountain regions on water household and runoff, on deposition, erosion and transport of loose sediments as well as on the landscape as an attractive scenery has to be investigated more thoroughly and to be surveyed systematically on a long term base.

1. Einleitung

Vor einem Jahrzehnt haben die Gletscher nach einigen kühlen Sommern und nassen Jahren etwas anzuwachsen begonnen. Dies hat damals zur vielfach geäusserten, aber kaum begründeten Befürchtung geführt, eine neue Eiszeit sei im Anzug. Im Gegensatz dazu ist die heute zur Diskussion gestellte Hypothese einer bevorstehenden Erwärmung als Folge eines verstärkten Treibhauseffekts physikalisch gut begründet (siehe Beitrag Siegenthaler in diesem Band). Unabhängig davon, wie hoch man die Wahrscheinlichkeit einschätzt, dass eine Erwärmung um 2 - 3°C bis zur Mitte des nächsten Jahrhunderts tatsächlich eintrifft, ist das Problem wegen der daraus zu erwartenden Folgen ernst zu nehmen.

Gletscher reagieren auf Änderungen der klimatischen Verhältnisse rasch und unübersehbar. Ihre Veränderungen haben somit eine Signalfunktion für viele andere Vorgänge, die im Gebirge ablaufen. Die Frage, was bei der angenommenen Erwärmung auf den Gletschern geschieht, ist nicht nur von wissenschaftlichem Interesse. Sie berührt auch praktische und wirtschaftliche Belange in hohem Masse.

Die Veränderungen der Gletscher werden seit rund hundert Jahren durch nationale Beobachtungsdienste (Aellen 1990, Patzelt 1990) in alpinen und ausseralpinen Gletscherregionen mittels regelmässiger jährlicher oder mehrjährlicher Erhebungen erfasst (Haeberli & al. 1989b). Fast ebensolange werden deren Ergebnisse durch einen internationalen Dienst weltweit gesammelt und als umfassende Datenübersichten in Mehrjahresberichten veröffentlicht (z.B. Haeberli & Müller 1988). Seit rund 20 Jahren befasst sich der internationale Dienst ausserdem mit der Aufnahme eines Inventars aller Süsswasservorkommen, die heute in Form von Gletschern auf der ganzen Erde vorhanden sind (Haeberli & al. 1989a).

2. Charakteristik und Sensitivität

Gletscher sind räumliche, den Gesteinsformationen vergleichbare Gebilde, deren Abmessungen sich den klimatischen Gegebenheiten des laufenden Jahres und der vorangegangenen Jahre bis Jahrzehnte und Jahrhunderte anpassen (Aellen 1989). Die Anpassung an Klimaveränderungen vollzieht sich im Rahmen der jahreszeitlichen Schwankungen unmittelbar und unverzüglich, im Rahmen der längerfristigen jährlichen bis säkularen Schwankungen mittelbar und mehr oder weniger verzögert. Die unmittelbaren Einflüsse werden als Schnee- und Firnzuwachs im Nährgebiet, als

Firn- und Eisabtrag im Zehrgebiet einzelner Gletscher in der Regel jährlich, z.T. halbjährlich erfasst. In der Haushaltsrechnung oder Massenbilanz werden sie gegeneinander aufgerechnet und ergeben die jährliche Massenänderung. Die Gletscherbewegung, zusammengesetzt aus Verformung (Fliessen) und Gleiten des Eises, führt die Überschüsse aus dem Nährgebiet ab und verteilt sie im Zehrgebiet. Bei diesem Vorgang überlagern sich die witterungsbedingten kurzfristigen Einflüsse und die klimabedingten, im Bewegungsablauf langfristig nachwirkenden Einflüsse in komplexer Weise. Das Zusammenspiel von Gletscherbewegung und Massenänderung bestimmt die Grösse und Form (Länge, Breite und Dicke, Flächen-, Raum- und Masseninhalt, Gestalt und Gliederung) des Gletschers und deren Veränderungen. Bei den regelmässig und langfristig beobachteten Gletschern wird häufig nur die Längenänderung, seltener auch die Dickenänderung und vereinzelt ebenfalls die Massenänderung und die Fliessgeschwindigkeit ermittelt. In stark vergletscherten Regionen ist die Zahl der beobachteten Gletscher als mehr oder weniger zufällig ausgewählte Stichprobe meistens wesentlich kleiner als die Gesamtzahl der Gletscher (Aellen 1986).

Der Zusammenhang zwischen Klima- und Gletscherverhalten ist im Beziehungsschema der Fig. 1 dargestellt. Der Massenhaushalt eines Gletschers wird vom Klima direkt und hauptsächlich durch das Niederschlags- und Temperaturregime bestimmt. Ist der Massenhaushalt nicht ausgeglichen, ist der Gletscher bestrebt, einen Gleichgewichtszustand durch eine Änderung seiner Fliessdynamik möglichst rasch zu erreichen. Im Falle eines Massenüberschusses z.B. wird der Massentransport in das Abschmelzgebiet durch erhöhte Fliessgeschwindigkeit vermehrt. Überwiegt der Massentransport das Abschmelzen, hat er mit zeitlicher Verzögerung ein Vorrücken des Zungenendes zur Folge. Ein vorstossender Eisrand schiebt - in der Regel, aber nicht immer - Moränenwälle auf, die die Endlage des Vorstosses im Gelände markieren, soweit sie nicht durch Schmelz- oder Niederschlagshochwasser abgespült oder bei nachfolgendem weiterreichendem Vorstossen des Gletschers überfahren werden. Die Dauer der Zeitspanne vom Beginn des Ungleichgewichts im Massenhaushalt bis zum Beginn des Vorrückens des Zungenendes (Reaktionszeit) und die Dauer der anschliessenden Vorstossphase (Anpassungszeit) werden bestimmt durch die besonderen Eigentümlichkeiten jedes Gletschers (z.B. Grösse, Gestalt, Steilheit) und sind von den lokalen Gegebenheiten des Gebirgsbaus abhängig (z.B. Geländeform und -neigung, Höhenlage, Exposition zur Sonne und zum Wind). Demzufolge verhalten sich Gletscher sehr individuell und reagieren derart unterschiedlich auf Klimaschwankungen, wie das im Beitrag Kuhn in diesem Band (S. 31) am Beispiel der benachbarten Gletscher Hintereis- und Kesselwandferner im Ötztal für die jüngste Vergangenheit eindrucksvoll gezeigt wird. Bei den Alpengletschern schwankt die Rektionszeit zwischen null und etwa 40 Jahren, die Anpassungszeit zwischen mehreren und etwa 100 Jahren (Müller 1988, Johannsson & al. 1989).

Das dynamische Verhalten eines Gletschers ergibt sich aus der Verformung des Eises innerhalb des Gletschers und aus der Gleitbewegung des Gletschers auf seiner Unterlage. Das Gleiten wird durch das Klima über das anfallende Schmelzwasser und den dadurch am Gletscherbett erzeugten Wasserdruck

direkt beeinflusst, was in jahreszeitlichen und kürzerfristigen (z.B. täglichen oder stündlichen) Geschwindigkeitsschwankungen der Gletscherbewegung zum Ausdruck kommt. Das Fliessen wird durch das Klima indirekt und mit zeitlicher Verzögerung über den Massenhaushalt und die dadurch bewirkten Änderungen der geometrischen Abmessungen, insbesondere der Dicke des Gletschers bestimmt. Langfristig, z.B. über so lange Zeiträume hinweg, wie sie durch die säkularen Gletscherschwankungen gegeben sind, entscheidet vor allem die Kontinuität der Veränderungen. Dabei fällt das dynamische Verhalten weit weniger ins Gewicht als das Ungleichgewicht im Massenhaushalt (Haeberli 1990). Aus den direkten Beziehungen zu den klimatischen Gegebenheiten ergeben sich Möglichkeiten, den Massenhaushalt aus Klimagrössen (z.B. Jahresniederschlag und Sommertemperatur) näherungsweise zu berechnen (Chen & Funk 1990) und daraus mit Hilfe von Erfahrungswerten für die Reaktions- und die Anpassungszeit das Verhalten des Gletschers in der Vergangenheit zu rekonstruieren oder für die Zukunft zu vermuten.

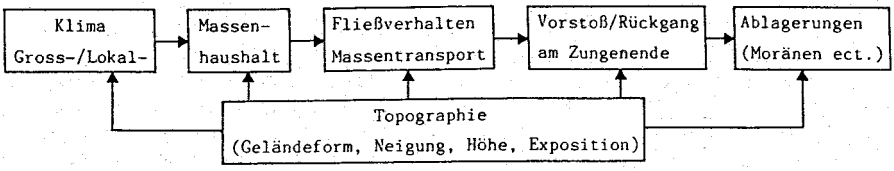


Fig. 1: Beziehungsschema der Einflussfaktoren auf das Gletscherverhalten.

3. Datengrundlagen

3.1 Die Gletscherentwicklung seit 1850 n.Chr.

Zwischen 1850 und 1860 haben die Alpengletscher bis auf wenige Ausnahmen die Neuzeitliche Hochstandsperiode beendet. Das damals erreichte Ausmass war seit dem Ende der Eiszeit, d.h. während der letzten 9'500 Jahre, mehrmals erreicht, aber nur selten und jeweils nur geringfügig überschritten worden. Der Gletscherstand von 1850 ist ein gutes, recht genau bekanntes oder bestimmbares Mass für die grössten nacheiszeitlichen Gletscherstände in den Alpen.

Der Gletscherrückgang seit 1850 ist nicht kontinuierlich erfolgt. Er ist unterbrochen worden durch kurze Vorstossperioden zwischen 1890 und 1925, ebenso zwischen 1965 und 1980 (Fig. 2). Nach dem von Gross (1987) ausgewerteten Datenmaterial des österreichischen Gletscherinventars hat die Fläche von 1850 (1011 km^2) bis 1969 um 469 km^2 (46%) abgenommen. Dieser Flächenverlust verteilt sich auf etwa 35 Jahre von 1865-1890 (-20%) und etwa 40 Jahre von 1925-1965 (-26%). Dabei sind Gletscher, die anfänglich grösser als 10 km^2 waren, um rund einen Fünftel verkleinert worden. Die überwiegende Zahl der Gletscher jedoch, die kleiner waren als 1 km^2, hat mehr als die Hälfte der Fläche verloren. Der Anteil der zur Gänze

abgeschmolzenen Gletscher macht 6.5% des gesamten Flächenverlusts aus. Für die Schweiz fehlen genaue Angaben über die gesamte Gletscherfläche von 1850 (schätzungsweise rund 2000 km^2). Aufgrund der Landeskarten ist für die jeweils mehrere Jahre umfassenden Perioden der Neuaufnahmen für die Landesvermessung um 1876 und um 1934 eine Gesamtfläche von 1818 km^2 bzw. 1556 km^2 ermittelt worden (Kasser 1981). Das Gletscherinventar, aufgenommen im Jahr 1973, beziffert die gegenwärtige Gletscherfläche auf 1342 km^2 (Müller & al. 1976). Demnach ist der Flächenschwund - etwa ein Drittel der Fläche von 1850 - in den Schweizer Alpen entsprechend einem höheren Anteil an grossen Gletschern verhältnismässig geringer als in den österreichischen Alpen.

Seit den 1880er Jahren werden die Veränderungen an den Gletschern durch Messen der Längenänderung an ausgewählten Zungenenden verfolgt. Diese einfachen und daher an zahlreichen Gletschern jährlich wiederholbaren Messungen liegen seit 1890 in einer statistisch auswertbaren Anzahl vor. Die dabei gewonnenen Informationen sind überaus wertvoll, weil a) davon z.T. bereits über 100-jährige kontinuierliche Beobachtungsreihen vorliegen, b) damit die besonderen Eigenheiten einzelner Gletscher, insbesondere die Reaktionszeiten auf veränderte Ernährungsbedingungen erfasst werden und c) das flächendeckende Beobachtungsnetz und die jährliche Begehung eine repräsentative Auswahl und eine gute Kontrolle der Grundgesamtheit ermöglichen. In der Schweiz umfasst das Netz gegenwärtig 120 Gletscher, von denen in der Regel rund 105 jährlich, die restlichen mehrjährlich unter der Leitung der Gletscherkommission der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften (SANW) grossenteils von Mitarbeitern der Forstämter beobachtet werden (Aellen 1986, Kasser & al. 1986). In Österreich wird der Messdienst an rund 150 Gletschern vom Österreichischen Alpenverein und seinen ehrenamtlichen Mitarbeitern wahrgenommen (Patzelt 1973).

In Fig. 3a, b ist die statistische Auswertung der Längenmessungen dargestellt (vgl. dazu Patzelt 1973). Sie zeigt einen generellen Gleichlauf der Gletscherentwicklung in den österreichischen Ostalpen (a) und in den schweizerischen Westalpen (b). Während der Vorstossperioden um 1920 und 1980 wiesen jeweils etwa 75% der beobachteten Gletscher gleichzeitig Längenzunahmen auf. Die Rückschmelzperiode zwischen 1920 und 1980 mit nur vereinzelt vorrückenden Zungenenden zeichnet sich in den Ostalpen markanter ab als in den Westalpen. Von besonderem Interesse ist die jüngste Vorstossperiode von 1965 bis 1980. Es ist dies die erste Vorstossperiode, die mit durchgehenden Messungen des Massenhaushalts an ausgewählten Gletschern, mit Längenmessungen an rund 240 Zungenenden und gleichzeitig auch mit Klimabeobachtungen im Gebirgsbereich gut erfasst ist.

Zwischen 1965 und 1980 waren Massenbilanzen, die mit einem positiven Ergebnis (Massenzuwachs) abschlossen, in gehäufter Zahl zu verzeichnen (Fig. 3c) als Folge erhöhter Niederschlagsmengen in den Jahrzehnten 1950 bis 1970 (Fig. 3e) und abnehmender Sommertemperaturen zwischen 1955 und 1980 (Fig. 3d). In den Ostalpen hat der Jahresniederschlag nur geringfügig, in den Westalpen zumindest gebietsweise deutlich zugenommen (vgl. Fig. 6a).

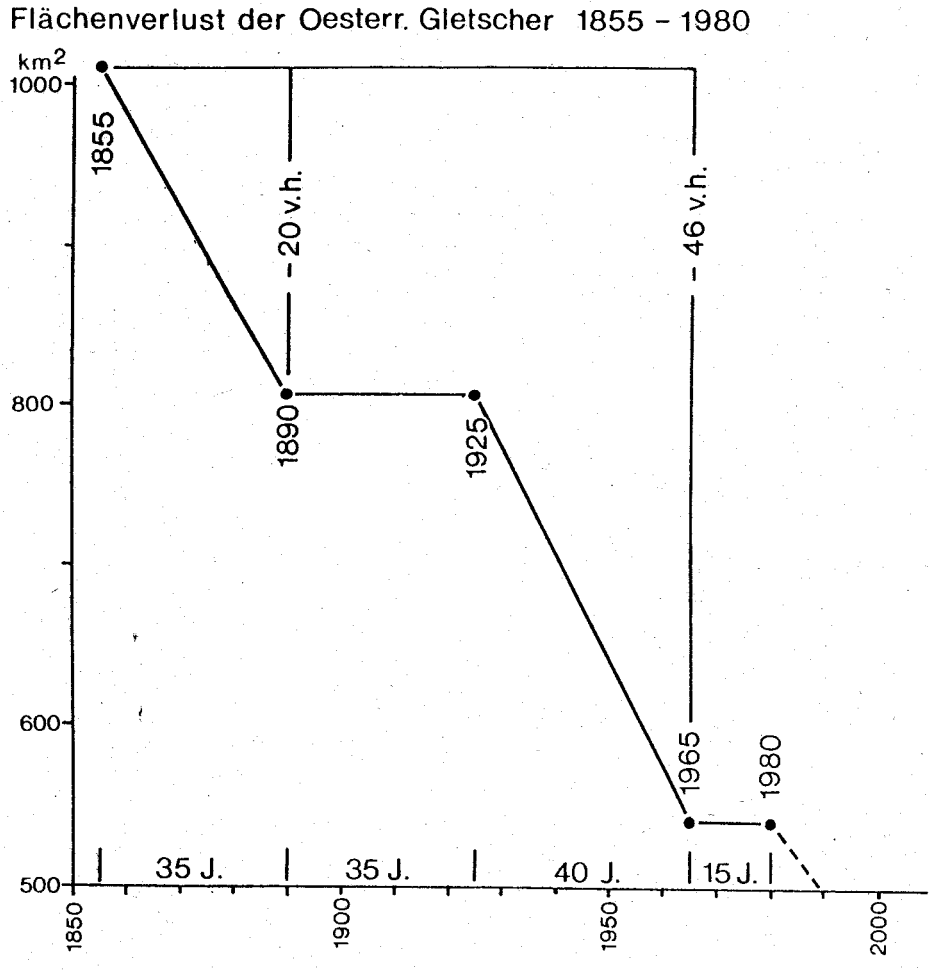


Fig. 2: Der Flächenverlust der Gletscher der österreichischen Ostalpen, von 1855 bis 1980.

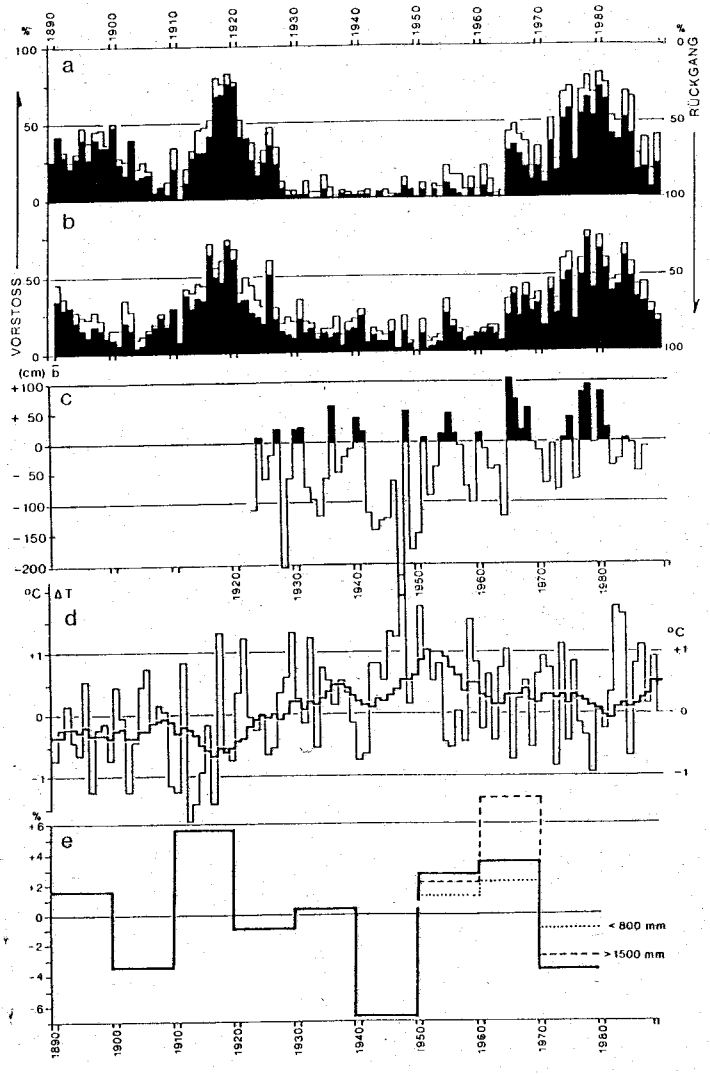


Fig. 3: Gletscherveränderungen und Klima im Alpenraum seit 1890. a-c) Gletscherveränderungen: Statistik der Längenänderungen 1890-1989, a) Österreichische Alpen, b) Schweizer Alpen; c) mittlere spezifische Massenbilanzen 1922-1987. d, e) Klima: Abweichungen vom Mittelwert 1851-1950, d) für Lufttemperatur im Sommer (Mai-September) an alpinen Bergstationen, jährlich (dünne Linie) und in 10-jährig übergreifenden Mittelwerten (fette Linie), e) für Jahresmenge des Niederschlags in vergletscherten Gebirgsgruppen der Ostalpen, Dezenniumsmittel punktiert für Stationen mit Jahressumme unter 800 mm, strichliert für Stationen mit Jahressumme über 1500 mm.

Die aufsummierten jährlichen Massenänderungen dieser Wachstumsperiode sind in Fig. 4 aufgezeichnet nach der Zusammenstellung von Letréguilly (1984, z.T. korrigiert). Sie ergeben für die 11 erfassten Alpengletscher von 1965 bis 1981 einen durchschnittlichen Massenzuwachs um 290 cm. Dieser hat sich zunehmend auch auf die Zungenenden ausgewirkt, so dass bis 1980 in beiden Stichproben ein Anteil von knapp 75% vorstossender Gletscher registriert wurde (Fig. 3a, b). Seither klingt die Vorstosstendenz rasch ab als Folge des starken Massenverlustes, den die 1981 einsetzende Häufung überdurchschnittlich warmer Sommer bei gleichzeitig sinkender Tendenz der jährlichen (ab 1983 besonders auch der winterlichen) Niederschlagsmengen mit sich brachte.

Das Ende der Vorstossperiode war - jedenfalls in den Ostalpen - schon 1979/80 vorauszusehen (Patzelt 1985). In Fortsetzung der Arbeiten von Richard Finsterwalder berechneten Finsterwalder & Rentsch (1981) die Höhenänderung von acht ostalpinen Testgletschern in Zehnjahres-Intervallen. Die Zusammenfassung des Datenmaterials in Fig. 5 zeigt die mittlere Höhenänderung dieser Gletscher als Funktion der Höhe. Für 1950 bis 1959 zeichnete sich in den oberen Höhenstufen bereits eine schwache Massenzunahme ab, doch überwog noch der starke Massenverlust der Gletscherzungen. Von 1959 bis 1969 reichte die Zone der Massenzunahme bis 2400 m herab und erreichte in der folgenden Dekade die Gletscherzungen, an denen sich in 2100 m Aufhöhungen um mehr als 20 m ergaben, was den Vorstoss der Gletscherenden zur Folge hatte. In den oberen Gletscherbereichen jedoch blieb die Oberfläche nach 1969 unverändert. Dieser Sachverhalt liess zu einer Zeit, als die meisten Gletscher noch im Vorstossen begriffen waren, die Voraussage zu, dass die Vorstossperiode auslaufen müsste.

Aus den insgesamt rund 100 Jahre umfassenden Vermessungen ergeben sich Volumenverminderungen, denen ein durchschnittlicher jährlicher Massenschwund zwischen 20 und 60 cm Wasserwert entspricht. In gleicher Weise ist aus den topographischen Aufnahmen des Rhônegletschers von 1874/82 und 1959/69 ein Massenschwund um 26 cm pro Jahr ermittelt worden (Chen & Funk 1990).

3.2 Die Klimaentwicklung seit 1850 n.Chr.

Als Beispiel einer der wenigen langen Temperatur- und Niederschlagsreihen, die den Gletscherhochstand von 1850 miterfassen, ist hier die gut bearbeitete Reihe von Genf angeführt (Fig. 6). Obwohl diese ausserhalb des Alpenraums beobachteten Daten nicht vorbehaltlos auf die Hochalpen oder den benachbarten westlichen Alpennordhang übertragbar sind, zeigen sie in der gemeinsam erfassten Zeitspanne der letzten 100 Jahre einen durchaus ähnlichen Klimaverlauf an wie die gemittelten Temperatur- und Niederschlagsreihen des Alpengebiets (Fig. 3d, e). Für die ganze Zeitspanne der 154 Jahre von 1835-1989 ergibt sich in der langfristigen (säkularen) Entwicklung eine generell steigende Tendenz sowohl in der Jahressumme des Niederschlags (um 72 mm pro Jahrhundert) als auch im Sommermittel der Lufttemperatur (um 0.4°C pro Jh.). Die Glättung der stark schwankenden

Jahreswerte (Niederschlag zwischen 502 und 1470 mm, Lufttemperatur zwischen 14.9 und 19.3 °C) durch gleitende 11-Jahresmittel unterteilt die anderthalb Jahrhunderte in ungleiche, für Niederschlag und Temperatur nicht völlig zeitgleiche, mehrere Jahre bis Jahrzehnte umfassende Perioden, während derer die 11-Jahresmittel einseitig vom Durchschnittswert der Gesamtperiode abweichen. Die Perioden überdurchschnittlichen Jahresniederschlags und unterdurchschnittlicher Sommertemperatur in Genf lassen sich mit den bekannten Vorstossperioden der Alpengletscher gut in Verbindung bringen, ebenso die Perioden unterdurchschnittlichen Niederschlags und überdurchschnittlicher Wärme mit den Schwundperioden. Die Unterschiede in der Grösse der Abweichungen und in der Dauer der Perioden legen die Vermutung nahe, dass Niederschlagsüberschuss und Wärmemangel jeweils in ungleichem Masse beigetragen haben zu den verschiedenen Gletschervorstössen, Niederschlagsmangel und Wärmeüberschuss in ungleichem Masse zu den Schwundphasen. Beispielsweise ist dem 1850er-Gletschervorstoss geringerer Niederschlagsüberschuss, aber stärkerer Wärmemangel in Genf vorausgegangen als dem 1980er Vorstoss. In ähnlicher Weise zeichnet sich die Schwundperiode der Gletscher um 1870 im Vergleich zu jener um 1950 aus durch grössere Trockenheit, aber geringeren Wärmeüberschuss in Genf.

Fig. 3d zeigt die Temperaturentwicklung seit 1890 für die Abschmelzperiode der Gletscher (Mai-September) im Durchschnitt von sieben Bergstationen des mittleren Alpenraums, dargestellt durch jährliche und mehrjährlich geglättete Mittelwerte. Die 10-jährig übergreifenden geglätteten Mittel ergeben für die Jahre knapp vor 1920 eine Depression bis -0.6°C. Das ist die gleiche Grössenordnung, wie sie vor 1850 eingetreten war. Im selben Jahrzehnt waren die Niederschlagsmengen, die in Fig. 3e als Dezenniumsmittel dargestellt sind, um 6% überdurchschnittlich. Als bisher wärmstes Jahrzehnt hinsichtlich Sommertemperaturen seit Beginn der Instrumentenbeobachtung im Alpenraum erscheint immer noch der Zeitabschnitt 1942-1951, kulminierend mit dem seither nie mehr erreichten Wärmerekord im Sommer 1947. Im gleichen Jahrzehnt blieben die Niederschlagsmengen um 7% unter dem Mittelwert. Die Abkühlung nach 1954 führte bis 1980 zu Durchschnittstemperaturen. Die seither eingetretene Erwärmung um 0.6°C im Dezenniumsmittel hat die Sommer-Wärmekulmination von 1951 erst zur Hälfte wieder erreicht.

Die mittleren Sommertemperaturen des Jahrzehntes 1971 bis 1980, die den jüngsten Wachstumsschub der Gletscher ermöglichten und an dessen Ende die Mehrzahl einen Gleichgewichtszustand erreichte, lagen um etwa 0.5°C höher als das Temperaturniveau, das dem 1850er Hochstand vorausgegangen war. Diese mittlere Temperaturerhöhung hat ausgereicht, um in zwei - zusammen 70 Jahre umfassenden - Perioden die ehemalige Gletscherfläche und -masse nahezu um die Hälfte zu reduzieren.

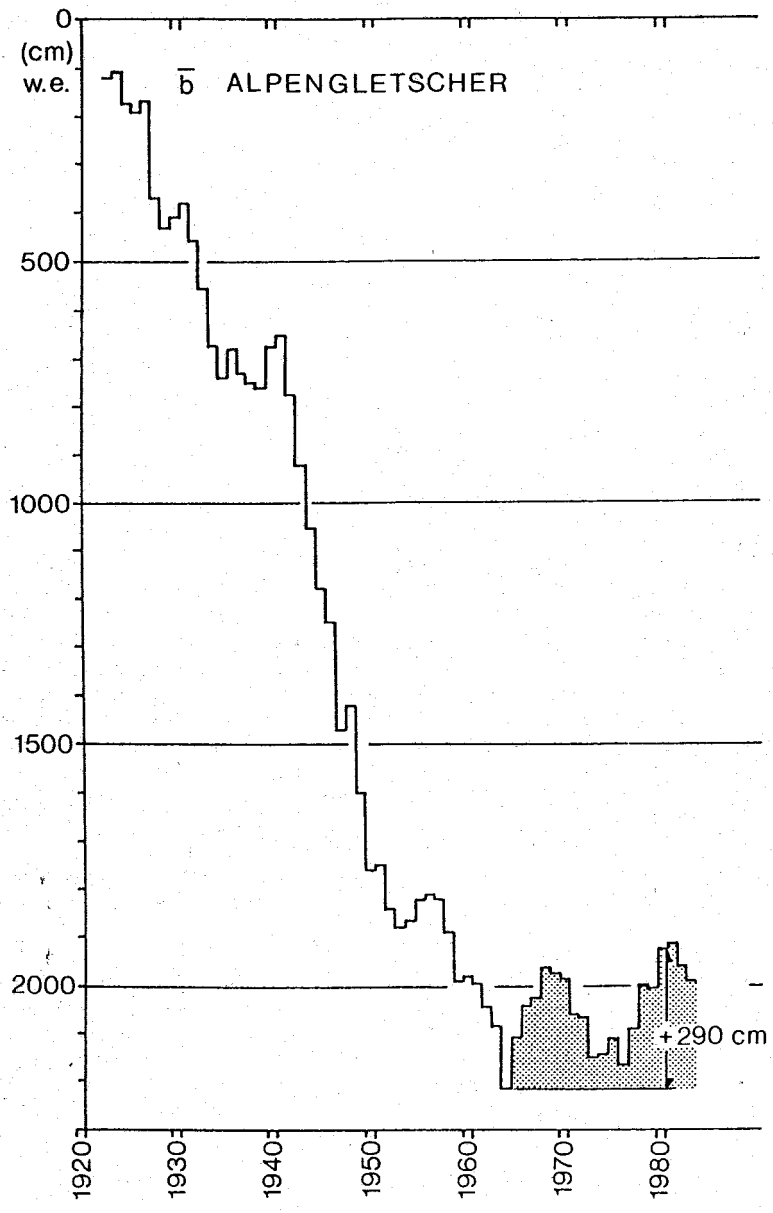


Fig. 4: Massenänderung von Alpengletschern 1922-1983: aufsummierte Mittelwerte der spezifischen Jahresbilanzen, nach Letréguilly (1984).

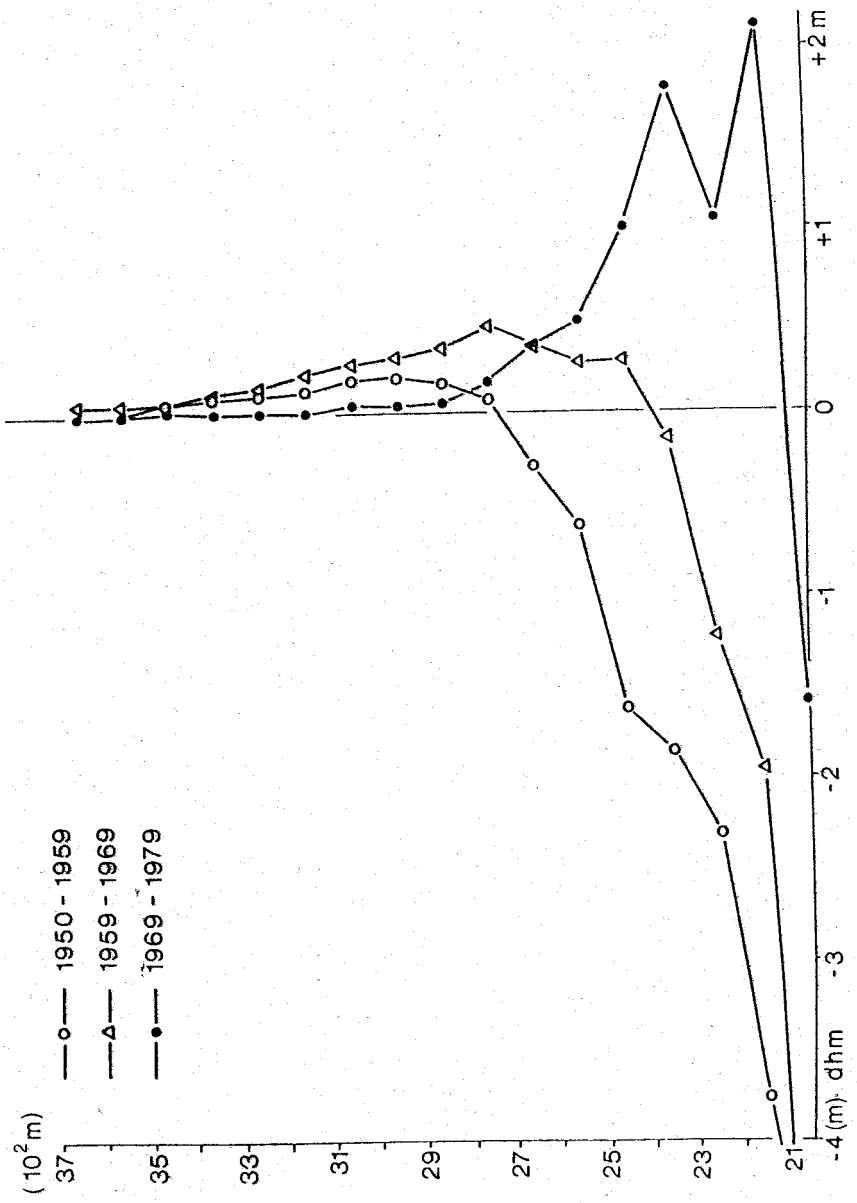


Fig. 5: Dickenänderung von acht Ostalpengletschern: mittlere Höhenänderung der Gletscheroberfläche (dhm) in 100m-Höhenstufen, nach Finsterwalder & Rentsch (1981).

Für die Beurteilung einer zukünftigen Gletscher- und Klimaentwicklung im Alpenraum wichtig erscheint die Tatsache, dass zwischen der alpinen und der globalen Temperaturentwicklung der letzten 100 Jahre bemerkenswerte Unterschiede bestehen (vgl. Fig. 3 im Beitrag Siegenthaler in diesem Band, S. 13). Der erste Höhepunkt des globalen Anstieges der Jahrestemperatur wird schon um 1940 erreicht. Die folgende Abkühlungstendenz endet um 1965 und das Ausmass der gegenwärtigen Erwärmung übertrifft das der vorangegangenen deutlich. Es scheint die Klimaentwicklung im Alpenraum der globalen Entwicklung um etwa 10 Jahre verzögert und insgesamt gedämpft zu folgen.

3.3 Die Warmphasen in vorindustrieller Zeit

Erwärmungen mit einer Gletscherabschmelzung im Ausmass jener des 20. Jahrhunderts hat es in der Vergangenheit oft gegeben. Ein guter Nachweis dafür ist dann erbracht, wenn z.B. Waldbäume in einem Bereich gewachsen sind, der gegenwärtig vor dem abschmelzenden Eisrand ausapert. Auf diese Weise konnte Holzhauser (1988) am Grossen Aletschgletscher folgende Zeitabschnitte festlegen, in denen der Gletscher so klein (oder kleiner) war wie heute: um die Jahre 1250 und 1000, im 8. Jahrhundert, während der alpinen Römerzeit zwischen 150 und 450 n.Chr. wie auch im 4./5. Jahrhundert v.Chr.. Weiter zurückliegende Wärmephasen, auch solche von mehrhundertjähriger Dauer, sind aus der pollenanalytisch erfassten postglazialen Vegetationsgeschichte rekonstruierbar. Jedoch hat die Erwärmung in keiner dieser Phasen ein Ausmass erreicht, das das Baumwachstum mehr als 150 m über die heutige potentielle Waldgrenze hinauf hätte ansteigen lassen. Daraus lässt sich ableiten, dass im ganzen Postglazial eine längerfristige Temperaturerhöhung um 1°C über das gegenwärtige Niveau kaum, eine solche um 2°C sicher nicht eingetreten ist. Eine Erwärmung um 2 - 3°C stünde im alpinen Holozän ohne Beispiel da.

4. Prozessverständnis

Die physikalisch-meteorologischen Prozesse, die im Rahmen der Beziehung Klima- Massenhaushalt ablaufen (vgl. Fig. 1), sind gut erforscht. Sie sind im Beitrag von Kuhn in diesem Band eingehend dargestellt. Das Fliessverhalten und der Transport flüssiger und fester Masse im Gletscher sind erst teilweise bekannt. Die Verformung des Eises in Abhängigkeit der Gletschermasse und -geometrie ist weitgehend untersucht und z.B. im Glen'schen Fliessgesetz mathematisch formuliert. Die Ergründung der Gleitmechanismen erfordert aufwendige, z.T. erst in neuerer Zeit entwickelte Messmethoden und ist Gegenstand aktueller in- und ausländischer Forschungsprojekte. Die Vielfalt der Einflussgrössen und vor allem die noch ungenügende Kenntnis der Gleitmechanismen und ihrer Beziehungen zum Klima führen dazu, dass sich Vorstoss oder Schwund der Gletscherzungen in physikalisch-mathematischen Modellrechnungen noch kaum mit befriedigender Zuverlässigkeit in ihren Einzelheiten und für wesentlich kürzere als säkulare Zeitspannen aufgrund von Klimadaten nachvollziehen, geschweige denn voraussagen lassen. Die Rekonstruktion

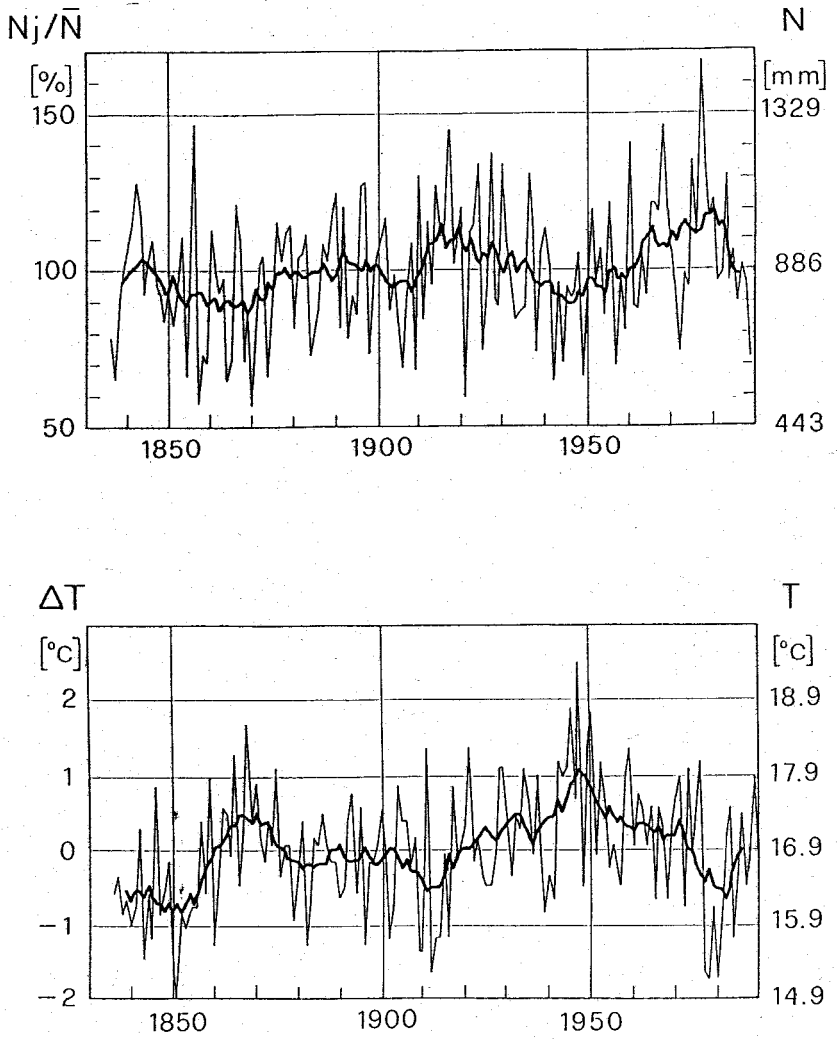


Fig. 6: Jahresniederschlag und Sommertemperatur in Genf 1835/36-1988/89. Jährliche Werte und gleitende 11-Jahresmittel a) der Niederschlagsmenge Oktober-September, in % des Periodenmittels (N = 886 mm), und b) der mittleren Lufttemperatur im Sommer (Mai-September), Abweichung vom Periodenmittel (Ts = 16.9°C).

des Massenhaushalts aus Klimadaten beruht in der Regel auf rein mathematischen, auf statistische Berechnungen abgestützten Modellen, ebenso die Vorhersage des mutmasslichen künftigen Verhaltens eines Gletschers aufgrund der aus seinem vorangegangenen Verhalten ermittelten Reaktions- und Anpassungszeiten.

Die Beziehung Gletschervorstoss-Moränenablagerung ist durch direkte, in Bildern oder Texten überlieferte Beobachtungen gut bekannt für die meisten der neuzeitlichen Gletscherhochstände. Zahlreiche ältere Moränenbildungen geben Anhaltspunkte für die Rekonstruktion vorgeschichtlicher bis mittelalterlicher Gletscherhochstände als Zeugen für Klimaverschlechterungen. Die Rekonstruktion der minimalen Gletscherstände in den dazwischenliegenden Schwundperioden, die von Klimaverbesserungen zeugen, stützt sich in erster Linie auf Untersuchungen über die Vegetationsgeschichte in der nächsten Umgebung der heutigen Gletscherzungen (Gletschervorfeld).

Stützt man sich bei der klimageschichtlichen Interpretation von Gletscherschwankungen nur auf einzelne Gletscher, ist die Gefahr von Fehlschlüssen gross. Um mehrjährige Tendenzen erkennen, beurteilen und daraus allgemeine Schlussfolgerungen ziehen zu können, ist es notwendig, eine möglichst grosse Zahl von Gletschern, zumindest aber eine für das gesamte vergletscherte Gebiet repräsentative Stichprobe zu erfassen. Diese Forderung ist mit dem vorliegenden Datenmaterial aus den österreichischen und den Schweizer Alpen weitgehend erfüllbar. In beiden Gebieten ist die Längenänderung zahlreicher Gletscher seit rund 100 Jahren durchgehend und systematisch beobachtet, die Massenänderung und das Fliessverhalten in mehreren Fällen seit rund 50 oder mehr Jahren durch jährlich, z.T. halbjährlich wiederholte Messungen erfasst worden (z.B. Kasser 1981, Kasser & al. 1986).

Von den wichtigsten für den Massenhaushalt der Gletscher massgeblichen Klimagrössen sind Niederschlag und Lufttemperatur in den Beobachtungsnetzen der meteorologischen Landesdienste in der Schweiz seit 1864, in Österreich seit 1850 an zahlreichen Stationen auch in den Alpentälern systematisch erfasst (z.B. Klimatologie der Schweiz, SMA 1864ff). Im vergletscherten Hochgebirge jedoch sind solche Beobachtungen nur an wenigen Stellen und in noch weniger Fällen seit mehr als 50 Jahren im Gang. Versuche, den Massenhaushalt der Gletscher aufgrund dieser Klimadaten mittels statistischer Berechnungen zu rekonstruieren, sind deshalb ebenfalls mit beträchtlichen Unsicherheiten behaftet. Vor allem die ungleichmässige räumliche und zeitliche, regional oft sehr unterschiedliche Verteilung des Niederschlags erfordert besondere Sorgfalt in der Auswahl der als Stützpunkte für solche Rekonstruktionsmodelle verwendeten Messreihen.

5. Zukunftsperspektiven

Im österreichischen Gletscherinventar sind die Gletscherflächen sowohl für den Stand des Aufnahmejahres 1969 als auch für die Stände um 1920 und um 1850 in Höhenstufen von 100 zu 100 m angegeben. In Fig. 7 ist die Höhenverteilung der gesamten Gletscherfläche für 1969 und 1850 dargestellt. Aus der Summenkurve dieser Verteilung ist mit dem Flächenverhältnis von Akkumulations- zu Ablationsgebiet (Sc:Sa) = 2:1 jeweils die Höhenlage der Schneegrenze ermittelt worden (Gross 1983, 1987). Für 1850 ergab sich eine mittlere Schneegrenzhöhe von 2726 m, für 1969 eine solche von 2820 m, somit ein Schneegrenzanstieg um 94 m seit 1850. Dieser Wert in der Grössenordnung von 100 m ist durch andere Rekonstruktionsmethoden mehrfach bestätigt (z.B. Haeberli 1990, Maisch 1988). Aus der Höhenverteilung ist ersichtlich, dass der Schneegrenzanstieg in der Höhenstufe mit dem grössten Flächenanteil (13.8%) der Gesamtvergletscherung erfolgt ist. Dadurch kamen etwa 115 km^2 vom Nährgebiet zum Zehrgebiet. Damit wird der grosse Massen- und Flächenverlust seit 1850 verständlich.

Durch den Gletscherrückgang veränderte sich die Geometrie der Höhenverteilung (Fig. 8). Die Flächenanteile der Höhenstufen, die 1969 im Anstiegsbereich der Schneegrenze lagen, haben dadurch auf über 15% zugenommen. Der Stand 1969 kann für das Jahr 1980 übernommen werden, da sich in der Zwischenzeit die Gesamtfläche kaum verändert hat.

Mit Hilfe der Flächen-Höhenverteilung lässt sich die Flächenreduktion für höhere Schneegrenzlagen berechnen. Bei einem Schneegrenzanstieg um 100 m gegenüber 1969 bzw. 1980, wie er etwa als Mittelwert der 1980er Jahre zu verzeichnen war, nähme die Gletscherfläche der Ostalpen um weitere 46% ab, wenn das höhere Temperaturniveau längere Zeit erhalten bliebe.

Ein Schneegrenzanstieg um 300 m entspräche etwa dem postulierten Temperaturanstieg um 2°C über heutiges oder 3°C über vorindustrielles Niveau. Wenn das einträfe, würden in Österreich über 90% der gegenwärtigen Gletscherfläche wegschmelzen, von 542 km^2 blieben nur 53 km^2 übrig. Die überwiegende Anzahl kleiner Gletscher müsste ganz verschwinden. Die grossen Talgletscher lösten sich in zahlreiche kleine Flecken auf, die nur in Höhenlagen über 3100 m überdauern könnten.

Dieser Vorgang wird im Zuge der Erwärmung beschleunigt ablaufen, weil in zunehmendem Mass grössere Flächenanteile in das Abschmelzgebiet geraten. Denn die Schneegrenzhöhenstufe zwischen 3100 und 3200 m nimmt dann über 25% der Restgletscherfläche ein (Fig. 9). Wegen der kleinen Gletscherflächen und der geringen Eisdicken dürfte die Entgletscherung nur mit relativ geringer zeitlicher Verzögerung dem Temperaturanstieg folgen.

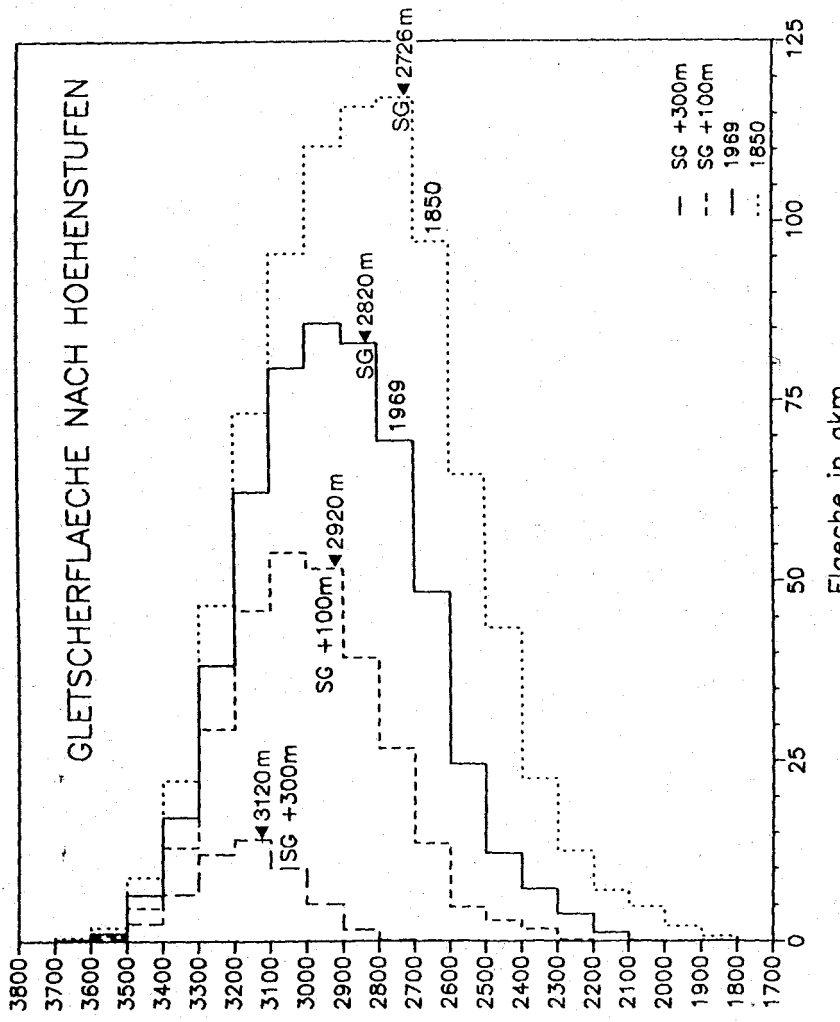


Fig. 7-9: Höhenverteilung der Gletscherfläche in den österreichischen Alpen: aktueller Stand 1969 (beobachtet), Maximalstand 1850 (rekonstruiert) und zu erwartende Stände bei Schneegrenzanstieg um 100 bzw. 300 m (extrapoliert). Fig. 7: alle Stände, absolute Flächenanteile (km^2).

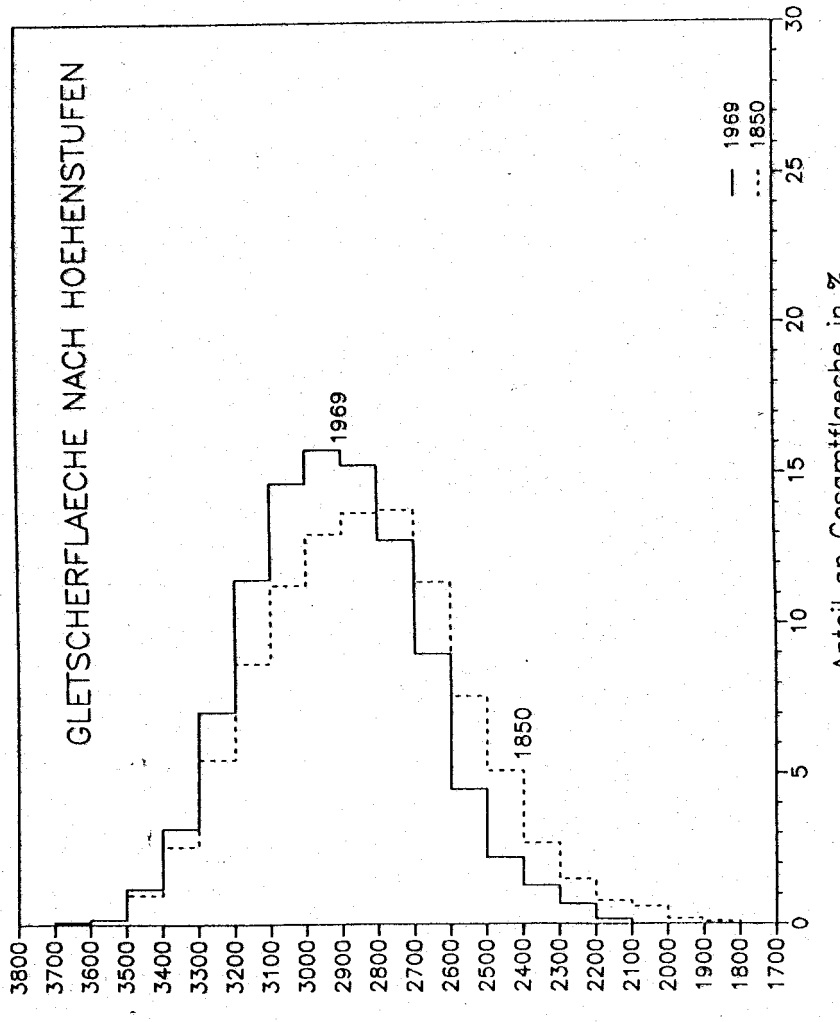


Fig. 7-9: Höhenverteilung der Gletscherfläche in den österreichischen Alpen: aktueller Stand 1969 (beobachtet), Maximalstand 1850 (rekonstruiert) und zu erwartende Stände bei Schneegrenzanstieg um 100 bzw. 300 m (extrapoliert). Fig. 8: Stände 1850 und 1969, relative Anteile (% der Gesamtfläche).

Aufgrund des Schweizer Gletscherinventars sind derartige Berechnungen mangels Angaben über die Höhenverteilung der Gletscherfläche vorläufig nicht möglich. Ausgehend von der heutigen Gesamtfläche, die zu je einem Viertel auf kleine (<1 km^2) und mittelgrosse (1-2.5 km^2), zur Hälfte auf grosse Gletscher verteilt ist, lässt sich grob abschätzen, dass davon - wenn die kleinen Gletscher ganz, die grossen zur Hälfte verschwinden - etwa ein Drittel bis ein Viertel (rund 400 +/-50 km^2) erhalten bleibt. Dabei dürfte das Einzugsgebiet des Rheins, das derzeit keine grossen Gletscher aufweist, praktisch ganz, das Reuss- wie das Tessingebiet mit wenigen grossen Gletschern weitgehend entgletschert werden. In den Berner, Walliser und Bündner Hochalpen könnte das Auftauen steiler kalter (angefrorener) Gletscher zu spektakulären Gletscherstürzen führen und dadurch das Abschmelzen der höchstgelegenen Gletscherteile beschleunigen.

Diese und weitere Folgen einer solchen Entwicklung sind zur Zeit nur qualitativ anzugeben. Während der Abschmelzphase wird der Abfluss der Gletscherbäche erhöht durch die zusätzliche "Gletscherspende", die von der Energiewirtschaft genutzt werden könnte. Mit fortschreitender Abschmelzung ändert sich das Abflussregime vom glazialen zu einem nival/pluvial geprägten Abflusstyp, der stärker durch Niederschlagsereignisse bestimmt ist. Der Speichereffekt der Gletscher wird stark vermindert oder fällt weg.

Aus den frisch eisfrei gewordenen Gebieten werden grosse Mengen von Lockermaterial anfallen und die Sedimentfracht der Bäche stark erhöhen. Wenn sich im Zuge der Erwärmung die Niederschlagsstruktur in Richtung auf exzessivere Niederschlagsereignisse entwickelt, ist mit erhöhtem Sedimentanfall in tiefergelegenen und besiedelten Talräumen zu rechnen - mit entsprechender Auswirkung auf die Schutzbautenkonjunktur. Der Wegfall von Gletschernutzgebieten und die Einbusse an landschaftlicher Attraktivität lässt für die Tourismuswirtschaft nachteilige Folgen erwarten.

6. Massnahmen

Die Datengrundlagen und das Prozessverständnis aus dem Bereich der Gletscher sind ausreichend, um in groben Zügen die Auswirkungen der angenommenen Erwärmung abschätzen zu können. Der gegebenenfalls zu erwartende drastische Gletscherschwund und seine Folgen machen es jedoch erforderlich, dass der tatsächliche Verlauf der Entwicklung aufmerksam verfolgt wird, umsomehr als diese für die jüngste erdgeschichtliche Vergangenheit ohne Beispiel dastehen dürfte. Dazu ist es notwendig, die bestehenden Beobachtungsreihen gewissenhaft weiterzuführen. Dringend geboten erscheint eine Nachführung der Gletscherinventare auf einen aktuellen Stand, sowohl in der Schweiz, als auch in Österreich. Für eine gute quantitative Erfassung der Eismassen und der darin gebundenen Wasserreserven ist die Kenntnis der Eisvolumina noch viel zu ungenau und unvollständig. In Anbetracht der Signalfunktion, die die Gletscher für die Vorgänge im Gebirge haben, wäre eine Intensivierung der Forschung auf diesem Gebiet sicher keine Fehlinvestition.

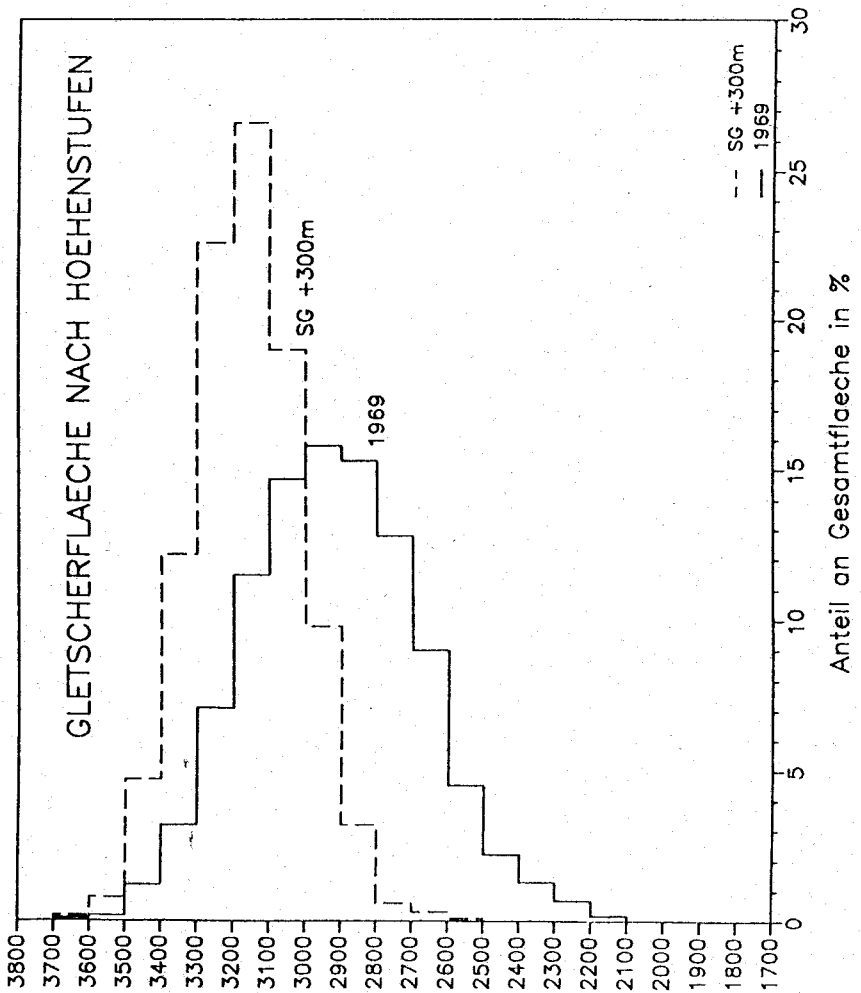


Fig. 7-9: Höhenverteilung der Gletscherfläche in den österreichischen Alpen: aktueller Stand 1969 (beobachtet), Maximalstand 1850 (rekonstruiert) und zu erwartende Stände bei Schneegrenzanstieg um 100 bzw. 300 m (extrapoliert). Fig. 9: Stand 1969 und Stand bei Schneegrenzanstieg um 300 m, relative Anteile (% der Gesamtfläche).

Literatur

Aellen, M. (1986): Les variations récentes des glaciers des Alpes suisses. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 8, 73-82.

Aellen, M. (1989): Gletscher - eine besondere geologische Formation. Quartalsheft DIE ALPEN 65, 4, 211-228.

Aellen, M. (1990): Die Gletscher der Schweizer Alpen im Jahr 1988/89. Auszug aus dem 110. Bericht der Gletscherkommission SANW. Quartalsheft DIE ALPEN 66, 4, (im Druck).

Chen, J. & Funk, M. (1990): Mass balance of Rhonegletscher during 1882/83 to 1986/87. Journal of Glaciology 36, 123, 199-209.

Finsterwalder, Rüd. & Rentsch, H. (1981): Zur Höhenänderung der Ostalpengletscher im Zeitraum 1969-1979. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie 16, 111-115.

Gross, G. (1983): Die Schneegrenze und die Altschneelinie in den österreichischen Alpen. Innsbrucker Geographische. Studien Bd.8 (Festschrift F. Fliri), 59-83.

Gross, G. (1987): Der Flächenverlust der Gletscher in Österreich 1850-1920-1969. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie 23, 2, 131-141.

Haeberli, W. & Müller, P. (1988): Fluctuations of glaciers 1980-1985 (Vol.V). A contribution to GEMS and IHP. Prepared by WGMS. Publication of IAHS(ICSI)-UNEP-UNESCO.

Haeberli, W., Bösch, H., Scherler, K., Ostrem, G. & Wallén C.C. (1989): World glacier inventory. Status 1988. A contribution to GEMS and IHP. Compiled by WGMS. Publication of IAHS(ICSI)-UNEP-UNESCO.

Haeberli, W., Müller, P., Alean, J. & Bösch, H. (1989): Glacier changes following the Little ice age - A survey of the international data basis and its perspectives. In: Oerlemans, J. (Ed.): Glacier fluctuations and climatic change, 77-101.

Haeberli, W. (1990): Glacier and permafrost signals of 20th-century warming. Annals of Glaciology 14, 99-101.

Holzhauser, H.P. (1988): Methoden zur Rekonstruktion von Gletscherschwankungen - Grosser Aletschgletscher. Quartalsheft DIE ALPEN 64, 3, (Sonderheft).

Johannesson, T., Raymond, Ch. & Waddington, E. (1989): Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. Journal of Glaciology 35, 121, 355-369.

Kasser, P. (1981): Rezente Gletscherveränderungen in den Schweizer Alpen. In: Gletscher und Klima, Jb.SNG 1978, wiss. Teil, 106-138.

Kasser, P., Aellen, M. & Siegenthaler, H. (1986): Die Gletscher der Schweizer Alpen 1977/78 und 1978/79. 99. und 100.Bericht (Jubiläumsband). Glaziolog. Jahrbuch GK/SNG, hsg. VAW/ETH Zürich.

Klimatologie der Schweiz, Beihefte zu den Annalen der Schweiz. Meteorol. Zentralanstalt, Jg.1964, H.2/C, Schüepp, M.: Langjährige Temperaturreihen.-- Jg.1965, H.1-3/E, Uttinger, H.: Niederschlag 1901-1960.

Letréguilly, A. (1984): Bilans de masse des glaciers alpins: méthodes de mesure et répartition spatio-temporelle. CNRS, Lab. de glaciologie, Publ.no.439, Grenoble.

Maisch, M. (1988): Die Veränderungen der Gletscherflächen und Schneegrenzen seit dem Hochstand von 1850 im Kanton Graubünden (Schweiz). Zeitschrift Geomorph. NF Suppl.-Bd. 70, 113-130.

Müller F., Caflisch T. & Müller G. (1976): Firn und Eis der Schweizer Alpen, Gletscherinventar. Geograph. Institut ETH Zürich, Publ. Nr.57.

Müller, P. (1988): Parametrisierung der Gletscher-Klima-Beziehung für die Praxis: Grundlagen und Beispiele. Mitt. VAW/ETH Zürich Nr. 95, 228 S.

Patzelt, G. (1973): Statistik der Längenmessungen an den österreichischen Gletschern 1960 bis 1975. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie 12, 1, 91-94.

Patzelt, G. (1985): The period of glacier advances in the Alps, 1965 to 1980. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie 21, 403-407.

Patzelt, G. (1990): Die Gletscher der Österreichischen Alpen 1988/89. Mitt. des ÖAV März/April, 45 (116), 13-17

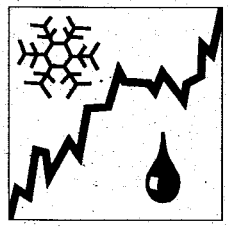
SMA (1864ff): Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, Zürich, Jg.1 (1864) - Jg.123 (1986), Jg.124 (1987) - Jg. 126 (1989) in Vorb.

Anschrift der Verfasser
Univ.Doz. Dr. Gernot Patzelt
Alpine Forschungsstelle Obergurgl, Universität Innsbruck
Universitätsstr. 4
A-6020 Innsbruck

Markus Aellen
Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich
ETH-Zentrum
8092 Zürich

Internationale Fachtagung 11. Mai 1990 in Zürich
Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, dem Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos, und dem Geographischen Institut der ETH Zürich



PERMAFROST

Wilfried Haeberli, Zürich

Zusammenfassung

Dauernd gefrorene Hänge oberhalb der alpinen Waldgrenze bestehen oft aus eisreichen Lockergesteinen. Solche Eis/Schutt-Gemische befinden sich in einer langsamen Kriechbewegung und bilden zahlreiche lavastromartige Blockgletscher. Aenderungen von Klimafaktoren - in erster Linie Lufttemperatur und Schneecharakteristiken - wirken sich auf das thermische Regime und die Geometrie (Auftautiefe, Mächtigkeit) von Gebirgs-Permafrost aus. Mit dem Temperaturanstieg in der ersten Hälfte des 20. Jahrhundert hat sich wahrscheinlich die Untergrenze der alpinen Permafrostverbreitung verschoben, was lokal zum Abschmelzen von Untergrundeis und einer Destabilisierung ehemals gefrorener Hangpartien geführt haben dürfte. Ein fortgesetzter oder gar beschleunigter Temperaturanstieg wird voraussichtlich einen verstärkten Rückzug und Abbau von alpinem Permafrost verursachen. Als Folge dieses Vorgangs könnten technische Probleme mit hochgelegenen Bauwerken entstehen; es könnten aber auch vermehrt grosskalibrige und weitreichende Murgänge auftreten. Die Entwicklung der kommenden Jahre und Jahrzehnte sollte mit einem gezielten Langfrist-Beobachtungsprogramm (Praezisions-Photogrammetrie, Bohrlochmessungen, Datenbank geophysikalischer Sondierungen) angemessen dokumentiert werden. Gleichzeitig muss das Prozessverständnis hinsichtlich der Energiebilanz an der Oberfläche und in der Auftauschicht von Permafrostvorkommen im Gebirge verbessert werden. Unter diesen Voraussetzungen könnten die Veränderungen im alpinen Permafrost wichtige Hinweise auf aktuelle Erwärmungstendenzen geben.

Summary

Perennially frozen slopes occurring in the Alps above the timberline often consist of ice-rich debris. Such ice/rock mixtures exhibit slow creep movements, thereby forming large numbers of lava stream-like rock glaciers. Climatic changes, especially related to temperature and snow cover, influence the thermal regime and the geometry (thickness of active layer and of perennially frozen ground) of mountain permafrost. As a consequence of atmospheric warming during the first half of the 20th century, the lower boundary of Alpine permafrost distribution probably shifted in altitude, causing local degradation of underground ice and destabilization of formerly frozen slopes. Continued or even accelerated warming is likely to induce further retreat and degradation of permafrost in the Alps. Such a development would probably cause technical problems with installations and buildings at high altitudes. In addition,

Mitteilung Nr. 108, 1990, der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 71-88

an increased number of large, far-reaching debris flows could occur. The evolution of the coming years and decades should be documented by means of an appropriate long-term monitoring programme (high-precision photogrammetry, borehole measurements, data bank containing results of geophysical soundings). At the same time, improved understanding is needed of the processes of energy exchange at the surface and within the active layer of mountain permafrost. Within such a framework, changes in Alpine permafrost could furnish important signals with respect to ongoing warming trends.

1. Einleitung

Permafrost oder Dauerfrostboden ist definiert als Lithosphärenmaterial, das während der Dauer von mindestens einem Jahr negative Temperaturen aufweist. Es handelt sich also um ein glaziologisch/thermisches Phänomen des Untergrundes. Der thermische Aspekt verknüpft Permafrost eng mit dem Klima, das im Untergrund vorhandene Eis ist jedoch der direkten Beobachtung entzogen. Letzteres dürfte neben der jüngsten, beschleunigten Erschliessung der Hochgebirgsregion der Hauptgrund dafür sein, dass die systematische Erforschung von alpinem Permafrost - im Gegensatz zum polaren Permafrost - erst in den letzten Jahrzehnten begonnen hat. Heute kommt ein ganzes Spektrum moderner Methoden wie Photogrammetrie (Haeberli & Schmid 1988), Bohrungen (Haeberli et al. 1988), Geophysik (Fabre & Evin 1990, King et al. 1987) und hydrologische Tracerversuche (Monbaron & Tenthorey 1989) zum Einsatz. Die Grundlagen für konkrete Antworten auf Fragen hinsichtlich Erwärmungstendenzen sind aber nach wie vor spärlich.

2. Charakteristik und Sensitivität

Existenz und Verbreitungsmuster von alpinem Permafrost sind in erster Linie eine Funktion

(a) der mittleren jährlichen **Lufttemperatur** (Höheneffekt),
(b) der direkten **Sonnenstrahlung** (Exposition, Bergschatten),
(c) der **Schneeverhältnisse** (Windverfrachtung, Lawinen, Schneedeckendauer),
(d) der **Bodencharakteristik** (Wärmeleitung, Wasserabfluss).

Aufgrund der thermischen Isolation durch die Winterschneedecke sind die Bodentemperaturen oberhalb der Waldgrenze im Jahresmittel durchschnittlich 3 - 4°C wärmer als die Lufttemperaturen. Strahlungsexponierte Süd- bis Osthänge sind dabei jedoch rund 6°C wärmer als schattige Nord- bis Westflanken und besonders kalt sind Hangfusslagen mit lang liegendem Lawinenschnee. Fig. 1 zeigt die empirisch ermittelte Untergrenze der Permafrostverbreitung für Hang- und Hangfusslagen in den Schweizer Alpen. Oberhalb der -1°C-Jahresisotherme der Luft in rund 2400 m ü.M. und dabei vor allem in Gebieten mit unterbrochenen alpinen Rasengesellschaften, Pioniervegetation oder unbewachsenem Schutt muss mit regelmässigem

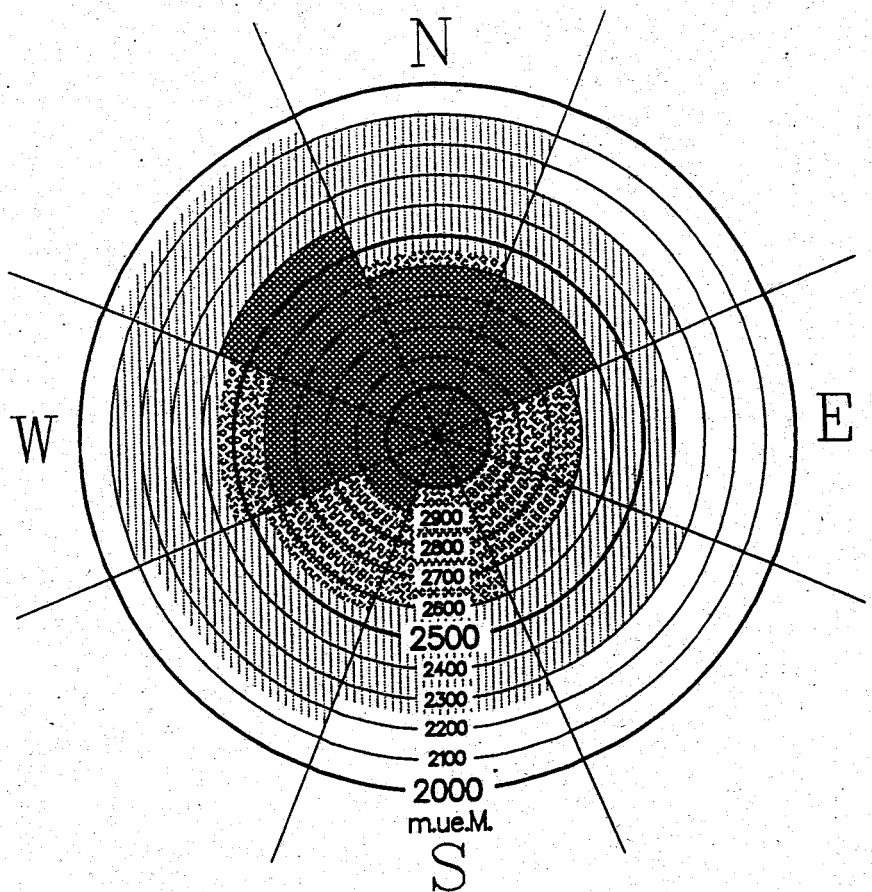


Fig. 1: Auftreten von Permafrost in den Alpen als Funktion der Meereshöhe, der Exposition und grober Hangcharakteristik (Hangfusslagen mit lang liegendem Lawinenschnee und oft grobblockigem Schutt). In Verflachungen tritt Permafrost oberhalb ca. 2700 m ü.M. (windexponierte Grate) und rund 3000 m ü.M. (windgeschützte Mulden) auf. Im Unsicherheitsbereich sind Permafrostvorkommen "möglich" aber nicht wahrscheinlich, es können auch tiefliegende Restvorkommen von Untergrundeis aus den vergangenen (kälteren) Jahrhunderten auftreten. Einzelne Permafrostvorkommen in extremen Schattenlagen sind gelegentlich auch in der Waldregion anzutreffen (Graphik: F. Keller).

Auftreten von Permafrost gerechnet werden. In extrem schattigen Lagen ist dauernd gefrorener Untergrund bisweilen sogar weit unterhalb der Waldgrenze anzutreffen (z.B. Creux du Van, Pancza 1989).

In den trockenen Regionen des Wallis und des Engadins, wo die Gleichgewichtslinie der Gletscher bis weit über 3000 m ü.M. aufsteigt (Fig. 2), liegen ausgedehnte Vorkommen von Moränen und Schutthalden, die bei negativen Temperaturen von einigen °C mehrere Dekameter bis über 100 m tief gefroren sind.

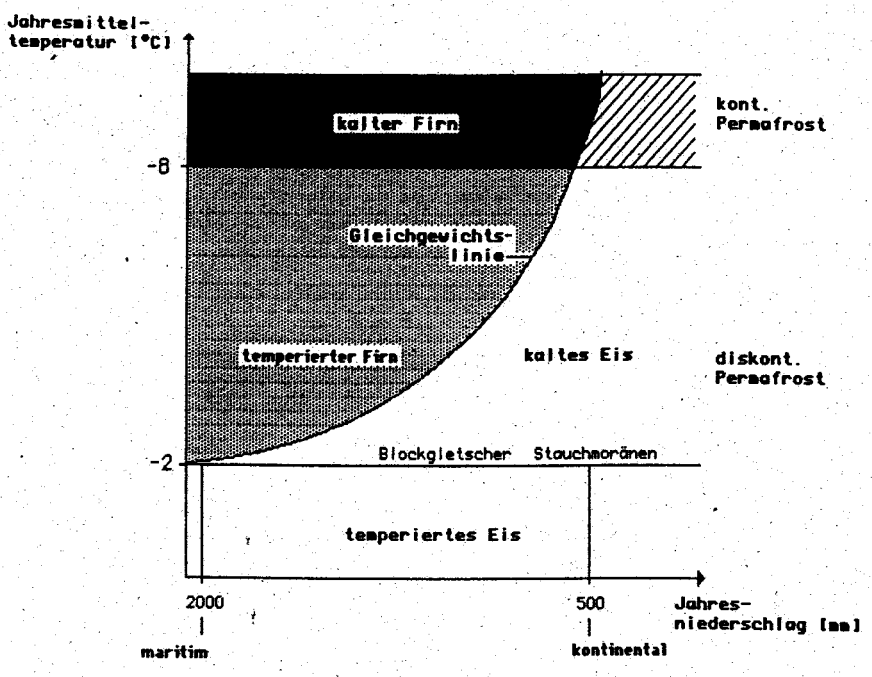


Fig. 2: Schema der Kryosphäre (Gletscher und Permafrost) als Funktion der mittleren Jahrestemperatur der Luft (Höheneffekt) und des Jahresniederschlags (Kontinentalität). Die Begriffe "Kaltes Eis" und "Temperiertes Eis" beziehen sich auf Gletscher-Ablationsgebiete. Quantitative Angaben für Temperatur und Niederschlag sind grobe Richtwerte. Veränderungen dieser beiden Klimaparameter haben Verschiebungen des Schemas in horizontaler und vertikaler Richtung zur Folge (Graphik: M. Hölzle).

Unter der oft grobblockigen sommerlichen Auftauschicht von wenigen Metern Mächtigkeit sind dabei die reichlich vorhandenen Feinsande und Silte stark eisübersättigt: der Eisgehalt übersteigt das Porenvolumen des Ausgangsmaterial bei weitem und es können massive Linsen aus reinem Eis vorhanden sein. Unter dem Einfluss der Hangneigung kriechen derartige Eis/Schutt-Gemische in niederschlagsarmen Gebieten der Alpen (Evin 1987, Hölzle 1989) wie auch vieler anderer Gebirgsregionen der Erde (vgl. z.B. Barsch & King 1989, Cui & Zhu 1988, Gorbunov 1983) mit Geschwindigkeiten von einigen Zentimetern bis Dezimetern pro Jahr talwärts und bilden dabei auffällige Landschaftsformen, die zahlreichen, lavastromartigen "Blockgletscher" (Haeberli 1985, Fig. 3).

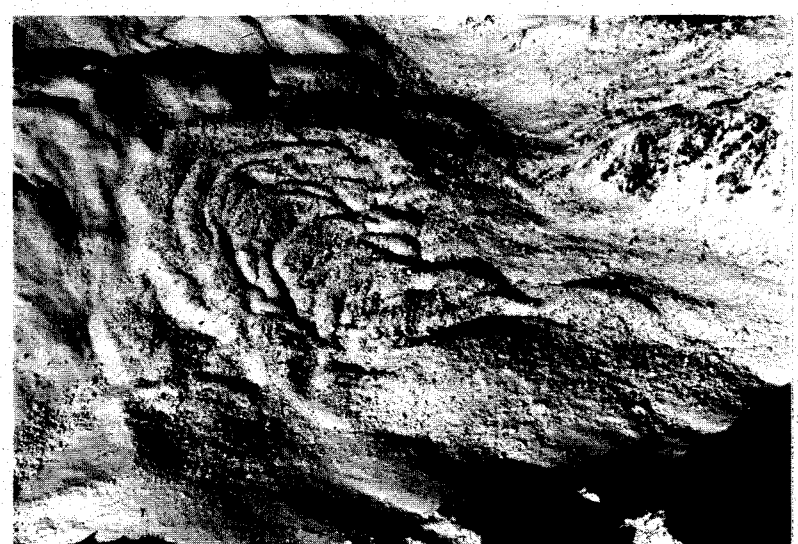


Fig. 3: Verschneiter Blockgletscher in den Bündner Alpen. Man erkennt den Zusammenhang mit den Schutthalden im Einzugsgebiet, die lavastromartige Struktur (Stauchwülste) im kompressiven Fliessbereich und die steilen, feinmaterialreichen Ränder der Stirzone.

Eine erste Forschungsbohrung der ETH Zürich durch den Blockgletscher Murtèl/Corvatsch zeigt interessanterweise (Fig. 4), dass eine obere, extrem eisübersättigte Schicht mit konstanter Geschwindigkeit über eine an Ort bleibende Schicht von eisgesättigten Blöcken kriecht. Im Gegensatz zum übersättigten Permafrost mit langfristiger Festigkeit = 0 weist die nur gesättigte Blockschicht Charakteristiken des gedämpften Kriechens auf: die Verformungsgeschwindigkeit nimmt in der Anfangsphase des Prozesses rasch gegen 0 ab, die totale Deformation ist begrenzt und die langfristige Festigkeit

ist vergleichbar mit der Festigkeit von ungefrorenen Lockermaterialien. Das Schmelzen von eisübersättigtem Permafrost wird durch extreme Setzungsvorgänge und drastische Aenderungen des geotechnischen Zustands im Lockermaterial begleitet: Kohaesionsabbau, Wassersättigung und Destabilisation, Zunahme der hydraulischen Leitfähigkeit um Grössenordnungen, schliesslich Zunahme der inneren Reibung nach Wasserverlust. Der umgekehrte Vorgang wird beim Gefrierverfahren genutzt (Huder 1979).

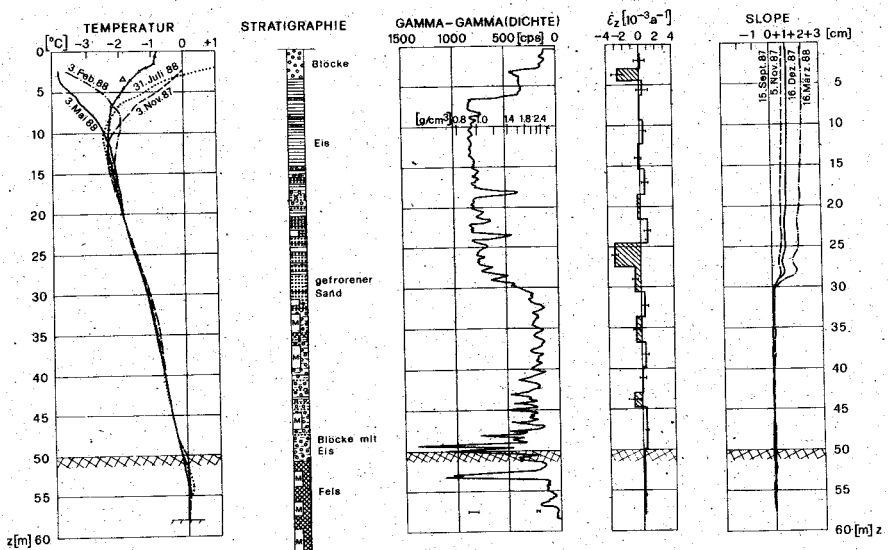


Fig. 4: Temperaturprofile, Visuelle Stratigraphie (Bohrkerne), Dichte (aus γ-γ log, geeicht an ausgewählten Bohrkernen), vertikale Stauchung/Dehnung ($\dot{\varepsilon}_z$) und horizontale Deformation (slope) des Bohrlochs Murtèl/Corvatsch.

Steigt die Permafrosttemperatur bei veränderten Oberflächenbedingungen an, so wächst die sommerliche Auftautiefe und am Permafrostspiegel (= tiefste Lage der sommerlichen Auftauschicht) setzt Eisschmelze ein. Gleichzeitig beginnt das Temperaturprofil innerhalb des Permafrostes vom Gleichgewichtszustand abzuweichen (Fig. 5): der Temperaturgradient und damit der Wärmefluss durch den Permafrost nimmt ab. Material an der Permafrostbasis beginnt erst nach einer wärmediffusionsbedingten Verzögerung zu schmelzen (Osterkamp 1984):

$$t = h^2/4\kappa$$

(h = Permafrostmächtigkeit, κ= Wärmediffusionskonstante). Für alpine Bedingungen beträgt t wenige Jahrzehnte. Die Schmelze an der Permafrostbasis ist Ausdruck des (schwachen) geothermischen Wärmeflusses und bleibt

im Bereich von wenigen Zentimetern pro Jahr, zumindest solange kein Wärmetransport durch Grundwasser eintritt. Schneller vollzieht sich bei einem Anstieg der mittleren Bodentemperatur über 0°C die Schmelze am Permafrostspiegel, wo sich grössere Wärmeflüsse einstellen können. Der vollständige Abbau eines 50 - 100 m mächtigen eisreichen Permafrostes dauert jedoch aufgrund des Bremseffektes durch latente Wärme auch bei rascher Erwärmung Jahrhunderte. Permafrost reagiert also auf einen Temperaturanstieg

(a) **sofort** durch Zunahme der sommerlichen Auftautiefe mit Setzungsbewegungen infolge Schmelzens von übersättigtem Material am Permafrostspiegel: Zeitskala = Jahr;

(b) **verzögert** über Aenderungen des Temperaturprofils: Wärmeflussreduktion, Zeitskala = Jahre bis Jahrzehnte;

(c) **definitiv** durch Anpassung der Permafrostmächtigkeit an neue Temperaturverhältnisse infolge basalen Schmelzens, ev. auch vollständiger Abbau von oben (Permafrostspiegel) und unten (Permafrostbasis) mit Setzung im übersättigten Permafrost, Zeitskala: Jahrzehnte bis Jahrhunderte, ev. Jahrtausende.

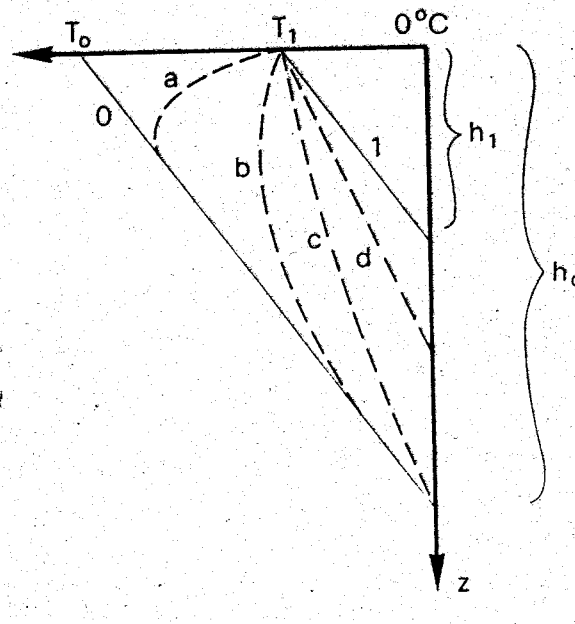


Fig. 5: Schema der Entwicklung eines Permafrost-Temperaturprofils als Folge eines stufenförmigen Temperaturanstieges von T_0 zu T_1: h_0 = Permafrostmächtigkeit im Ausgangsstadium (Gleichgewicht), h_1 = Permafrostmächtigkeit im Endzustand (neues Gleichgewicht).

Bei einer Temperaturabnahme sind die Prozesse sinngemäss umgekehrt zu verstehen. Die heute messbaren Veränderungen im alpinen Permafrost (Temperaturen, Hebung/Setzung) widerspiegeln die Entwicklung der jüngsten Vergangenheit und beeinflussen gleichzeitig die Entwicklung der nächsten Zukunft.

Dies liegt in der ausgesprochenen Trägheit des Systems begründet. Im Zusammenhang mit Erwärmungsszenarien interessiert nicht nur die **Auswirkung** erhöhter Temperaturen auf den alpinen Permafrost mit den entsprechenden praktisch/technischen Folgen, sondern vielmehr auch die bedeutende **Indikatorfunktion** dieses wichtigen und verborgenen Teils der alpinen Kryosphäre.

3. Datengrundlage

Es ist anzunehmen, dass der weltweite Anstieg der Lufttemperatur (Jahresmittel) seit dem Ende der "Kleinen Eiszeit" auch den Permafrost der Alpen beeinflusst hat. Leider fehlen geeignete langfristige Messreihen, sodass man weitgehend auf die Interpretation von indirekter Evidenz angewiesen ist. Erste Schritte zur Verbesserung dieser Situation wurden in den letzten Jahren unternommen.

Mit empirischen Beziehungen zwischen Winterschneehöhe und **Permafrosttemperatur T_p** (= Jahresmitteltemperatur am Permafrostspiegel) im Blockgletscher Gruben (Saastal), sowie langjährigen Lufttemperatur- und Winterschneedeckendaten von Wetterstationen (Säntis, Saas Almagell/ Reckingen) wurde geschätzt, dass T_p in den Alpen zwischen 1880 und 1950 um 1 bis 1.5°C zu- und seit dann eher leicht abgenommen haben dürfte (Fig. 6). Da die Stichprobe aus 6 Beobachtungsjahren extrem klein war, kann diese Rekonstruktion nur als erste und sehr grobe Näherung betrachtet werden. Bei einem mittleren Höhen-Gradienten der Jahresmitteltemperatur der Luft von etwa -0.6°C/100m müsste angenommen werden, dass die **Untergrenze der Permafrostverbreitung** in den letzten 100 Jahren um 100 - 250m angestiegen ist. Die Existenz isolierter und tiefliegender Permafrostlinsen im fraglichen Höhenbereich (z.B. Haeberli et al. 1990, Keller 1987) deutet tatsächlich auf einen derartigen Vorgang hin. Ein Vergleich zwischen heutigem T_p und **Permafrostmächtigkeit** (h) im Hochebenkar (Oetztal: Haeberli & Patzelt 1983) und am Gruben-Blockgletscher (Saastal: Barsch et al. 1979) bestätigen ebenfalls die Vermutung, dass die für heutige Permafrost-Mächtigkeiten massgebende Oberflächentemperatur aus dem jüngsten Abschnitt des Postglazials (Kleine Eiszeit?) etwa 0.5 - 1°C kälter gewesen sein dürften. Die 60-jährige Beobachtungsreihe am Blockgletscher Val da l'Acqua im Nationalpark zeigt hingegen ein unverändertes Vorrücken der Blockgletscherstirn mit konstanter Geschwindigkeit (Jäckli 1981) und auch die von Barsch & Hell (1976) aufgrund von photogrammetrischen Analysen von Luftbildern der Jahre 1932, 1955 und 1971 postulierte Abnahme der Fliessgeschwindigkeit am Blockgletscher Murtèl bestätigt sich in direkten Messungen nicht (Boesch & Schmid 1990). Der Grund für das offenbar kaum veränderte Fliessverhalten dieser beiden aktiven Blockgletscher liegt in der thermischen Trägheit des kriechenden Permafrostes und

der damit verknüpften langsamen Veränderung der eismechanischen Randbedingungen (Geometrie, Eisgehalt, Temperatur).

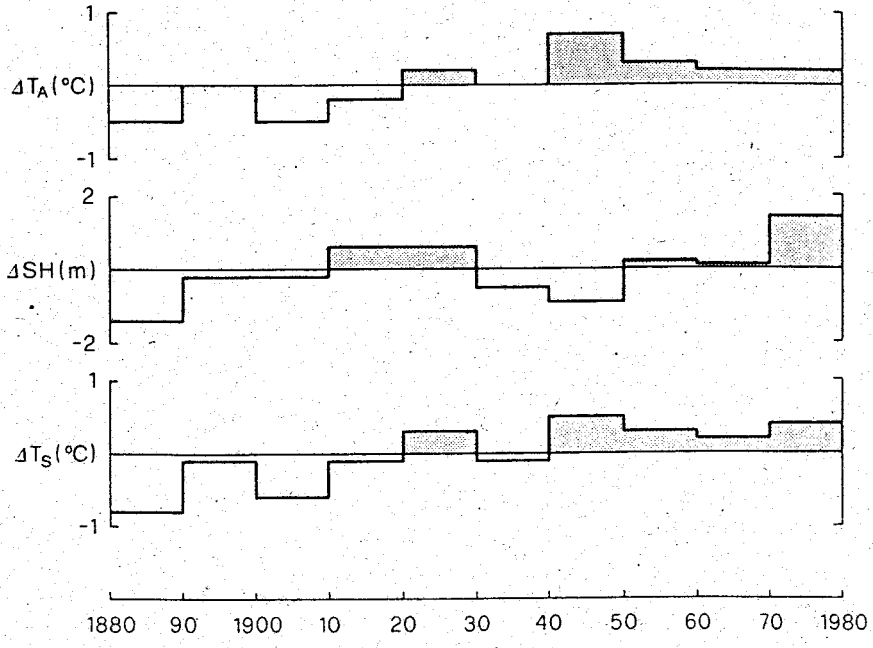


Fig. 6: Abweichungen vom langjährigen Mittelwert der Lufttemperatur (ΔT_A, Jahresmittel Säntis), der Schneehöhe am Gruben-Blockgletscher (ΔSH, Mittelwert November/Februar, 6-jährige Beobachtungsreihe, zurückgerechnet mit den Stationen Saas Almagell und Reckingen) und der Temperatur am Permafrostspiegel im Gruben-Blockgletscher (ΔT_S, Jahresmittel, zurückgerechnet aufgrund von 6-jährigen Bohrlochmessungen und einer statistisch angepassten Beziehung $\Delta T_S = \Delta T_A + k\Delta SH$, $k = 2°C/m$). Da es sich nur um eine grobe Schätzung des Trends handeln kann, wurden Dekadenmittel dargestellt.

Ein Programm für gezielte langfristige Beobachtungen mit Luftphotogrammetrie und Bohrloch-Temperaturmessungen wird seit einigen Jahren systematisch aufgebaut. Passpunktnetze für **Luftphotogrammetrie** existieren jetzt an den Blockgletschern Gruben, Gufer (Aletsch), Réchy im Wallis und Muragl, Murtèl, Ursina im Oberengadin. In etwa 5-Jahresabständen werden speziell tief geflogene Wiederholungsaufnahmen mit vergleichbarem Ausaperungszustand und Schattenwurf auf identischer Fluglinie hergestellt. Bei der Analyse werden für ein vorgegebenes 50 m-Gitternetz Höhenänderungen der Oberfläche (ΔH) und Verschiebungsvektoren aus dem Di-

rektvergleich zweier Bilder unterschiedlichen Datums bestimmt. Anhand der gemessenen Vektoren werden Fliesslinien, Geschwindigkeitsfeld und Hauptachsendeformation für das betrachtete Zeitintervall berechnet. Aus der vertikalen Verformungsgeschwindigkeit und geophysikalischen Angaben über h kann der Anteil der fliessbedingten vertikalen Dehnung /Stauchung (ε_z) geschätzt und vom gemessenen ΔH abgezogen werden, um die klimatisch-geothermisch bedingte Dickenänderung (Δh_g) des Permafrostes durch Schmelzen/Gefrieren zu ermitteln (Fig. 7).

Erste Ergebnisse vom Permafrost des Gruben-Blockgletschers ($h \approx 100$ m) für den Zeitraum 1970 - 1979 zeigen (Haeberli & Schmid 1988), dass

- sich das Fliessfeld nur sehr langsam ändert,
- ε_z und Δh_g in der gleichen Grössenordnung liegen,
- Abbau und Neubildung von Permafrost gleichzeitig an verschiedenen Stellen stattfinden kann und
- insgesamt eine Tendenz zur Permafrostschmelze mit einer Geschwindigkeit von wenigen cm pro Jahr - wohl als Folge des Temperaturanstiegs im 20. Jahrhundert - vorherrscht.

Die geothermische Analyse der **Bohrlochtemperatur** im Blockgletscher Murtèl (Vonder Mühll & Haeberli 1990, vgl. Fig. 4) ergibt einen sehr hohen Wärmefluss, der wahrscheinlich nur mit einer Abkühlung der Oberfläche seit etwa 1950 zu erklären ist. Eine Wärmeflussinversion am unteren Ende des Bohrlochs deutet allerdings auf ein mögliches Vorkommen von inaktivem Permafrost unterhalb von rund 55 - 60 m Tiefe hin. Diese Evidenz steht nicht im Widerspruch zur rekonstruierten Geschichte von T_p seit 1880 (Fig. 6). Auch in zahlreichen arktischen Permafrostbohrlöchern für die Oelexploration wird im übrigen zwischen 200 und 50 m Tiefe als Folge des Temperaturanstiegs in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts eine starke Wärmeflussreduktion und oberhalb von 50 m Tiefe als Folge der Abkühlungstendenz seit etwa 1950 ein markant erhöhter Wärmefluss festgestellt (Lachenbruch et al. 1988). Die Effekte der 1980-er Jahre sind zurzeit noch im Bereich der jahreszeitlichen Temperaturvariationen "verborgen". Das Bohrloch Murtèl gibt bis jetzt keinen Hinweis auf dramatische Entwicklungen (Fig. 8).

4. Prozessverständnis

Der aktuelle Wissensstand über alpinen Permafrost ist gekennzeichnet durch eine beträchtliche empirische Kenntnis von Zuständen und ein vorwiegend qualitatives Verständnis der beteiligten Prozesse. Der Praktiker hat heute Methoden in der Hand, um das Verbreitungsmuster von gefrorenem Untergrund zuverlässig abzuschätzen und die geotechnischen Probleme mit Untergrundeis bei der Planung von hochgelegenen Unterkünften, Wintersportanlagen oder Schutzbauten rechtzeitig in Betracht zu ziehen (z.B. Balzari 1987, Keusen & Haeberli 1983, Keusen & Amiguet 1987). Grundsätzlich müssen eisreiche Gesteinspartien vermieden, vollständig entfernt

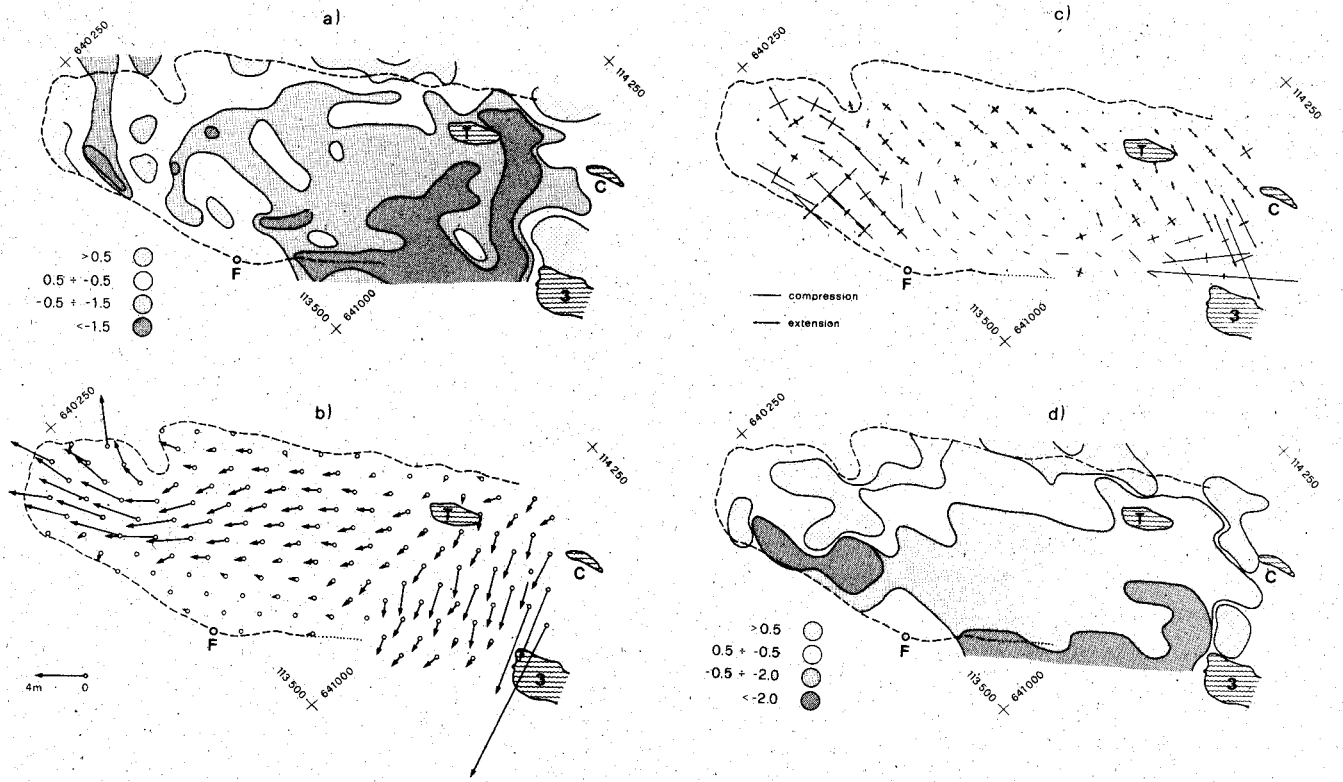


Fig. 7: Photogrammetrische Analyse des Gruben-Blockgletschers 1970 - 1979: Höhenänderung der Oberfläche (a), Fliessvektoren (b), horizontale Hauptachsendeformationen (c, berechnet aus b) und Wachstum/Abbau von Permafrost (d, berechnet aus der Differenz zwischen a und der aus c geschätzten vertikalen Stauchung/Dehnung). Wachstum und Abbau von Permafrost kommen nebeneinander vor, die Gesamttendenz ("Klimasignal") ist jedoch ein langsames Schmelzen.

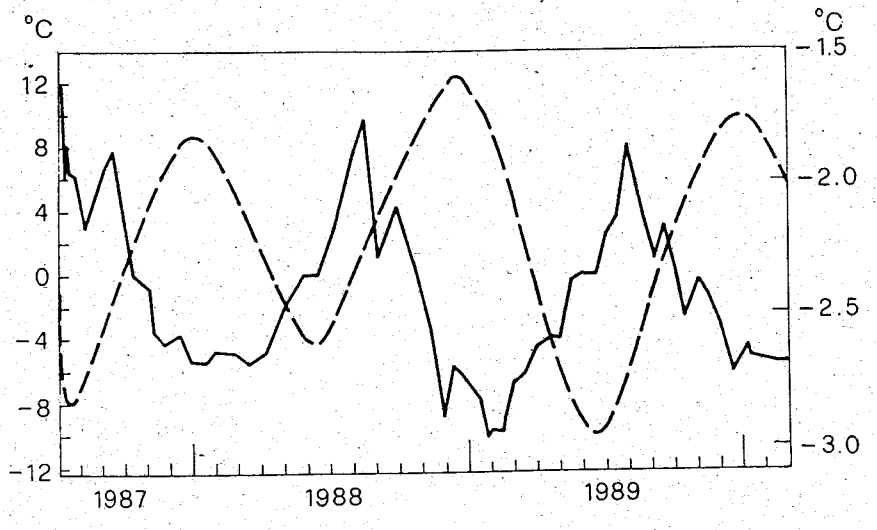


Fig. 8: Bohrlochtemperaturen im Permafrost des Blockgletschers Murtèl/Corvatsch: in der Auftauschicht (1 m Tiefe, ausgezogene Linie, Temperaturskala links) und in 10 m Tiefe (gestrichelte Linie, Temperaturskala rechts). Man erkennt neben der starken Dämpfung und Phasenverschiebung des Jahreszeitengangs die tiefen Temperaturen im warmen aber schneearmen Winter 1988/89. Zeichen für eine alarmierende Erwärmungstendenz sind (noch?) nicht auszumachen.

oder aber vor Erwärmung geschützt werden. Letzteres setzt je nach Lebensdauer der Installation Kenntnisse über zukünftige Klimaänderungen voraus - eine Perspektive, die bisher wohl nur in den seltensten Fällen zum Tragen kam.

Wenn man sich der Frage nach realistischen Szenarien zukünftiger Permafrostverhältnisse in einer wärmeren Atmosphäre zuwendet, erkennt man die Mängel im Prozessverständnis deutlich. Nur die verzögerte Reaktion des Temperaturprofils auf ein sich veränderndes T_p lässt sich anhand der Wärmediffusionstheorie elegant behandeln. Schmelze an der Permafrostbasis und in der Auftauschicht hängt mit advektiven Wärmetransporten in Wasser und Luft zusammen, die experimentell schwierig zu erfassen und noch weitgehend unerforscht sind. Die grössten Unbekannten sind jedoch die über komplexe Rückkoppelungsmechanismen miteinander verhängten Einflüsse meteorologischer Parameter auf T_p und damit den Zusammenhang zwischen **Klima und Permafrost**. Vor allem der Schnee modifiziert die lokale Energiebilanz ganz wesentlich durch

- Reduktion der Boden-Auskühlung im Hochwinter (im Mittel ca. 2°C pro Meter Schneehöhe),
- Verzögerte Bodenerwärmung im Sommer bei lang liegendem Schnee und
- erhöhtes Rückstrahlungsvermögen bei Neuschneefällen im Sommer.

Witterungsablauf, Lawinen, Wind und selbst der Mensch (Skipistenpräparation!) wirken massiv und lokal sehr unterschiedlich auf diese Prozesse ein.

Ein Temperaturanstieg könnte durch einen Wechsel in der saisonalen Schneeverteilung (z.B. späteres Einschneien kombiniert mit späterem Ausapern) teilweise kompensiert oder (im umgekehrten Fall) verstärkt werden. Es ist zurzeit nicht möglich, derartige Vorgänge über qualitative und halbquantitative Hinweise hinaus zu charakterisieren. Fig. 8 zeigt als Beispiel aus einer laufenden Messreihe, wie die Oberflächentemperaturen an der Bohrstelle Murtèl/Corvatsch trotz überdurchschnittlich hoher Lufttemperaturen im schneearmen Winter 1988/89 unter die entsprechenden Vorjahreswerte sanken. Erst langjährige Beobachtungen werden es erlauben, diese wichtigen Zusammenhänge zu quantifizieren.

5. Zukunftsperspektiven

In Anbetracht der erwähnten Unsicherheiten können nur einfache Szenarien für die Zukunft betrachtet werden. Es wird dabei angenommen, dass die Aenderung (δ) der Permafrosttemperatur (T_p) in erster Linie bestimmt wird durch Aenderungen der Lufttemperatur (T_a), der direkten, kurzwelligen Strahlung (R) und der Schneeverhältnisse (S):

$$\delta T_p = f(\delta T_a, \delta R, \delta S)$$

Aufgrund des lokalen Verbreitungsmusters von alpinem Permafrost (diskontinuierlicher Permafrost zwischen -1°C und -7°C) kann in erster Näherung angenommen werden, dass die Einflüsse der Strahlung und der Schneeverhältnisse zusammen für die mittlere Temperaturdifferenz von 3 bis 4°C zwischen Luft- und Permafrosttemperatur bei einer Streuung $< \pm$ 3°C verantwortlich sind. Der durch extreme Effekte (fehlende Winterschneedecke in Steilflanken, drastische Strahlungsunterschiede in verschiedenen Expositionen) bestimmte örtliche Streuungsbereich kann auf zeitliche Aenderungen nicht voll übertragen werden. Für eine **grobe Schätzung** wird deshalb vorerst angenommen, dass die durch $\delta R + \delta S$ verursachte Unsicherheit hinsichtlich zukünftiger Szenarien nicht mehr als die Hälfte des räumlichen Streuungsbereiches ausmacht:

$$\delta T_p = \delta T_a \pm 1.5°C$$

Bei der Annahme eines generellen Temperaturanstiegs um 3°C bis etwa zur Mitte des 21. Jahrhunderts muss aufgrund dieses Ansatzes mit einem Anstieg von T_p zwischen 1.5°C und 4.5°C gerechnet werden. Die in Fig. 1 dargestellten Höhengrenzen steigen dabei um rund 200 bis 700 m, d.h. mit gegenüber den letzten 100 Jahren stark zunehmender Geschwindigkeit an. Viele Permafrostvorkommen unterhalb von 3000 m ü.M. werden in einem solchen **Szenario** inaktiv werden, zuerst (rasch) von oben, später auch (langsam) von unten her abschmelzen und schliesslich verschwinden. Wohl überall dürften die sommerlichen Auftautiefen zunehmen, was zu lokal unterschiedlichen, in einzelnen Fällen jedoch drastischen Setzungsbewegungen führen muss. Heute bereits im alpinen Permafrost existierende Bauwerke sind von einer derartigen Entwicklung direkt betroffen. In steilen Schutthalden, Moränenpartien und Felsflanken könnten sich darüber hinaus Stabilitätsprobleme ergeben (Fig. 9), die über Felsstürze, Rutschungen und Murgänge auch tiefer gelegene Installationen und Siedlungen in Tallage in Mitleidenschaft ziehen könnten.

Fig. 9: Oberer Rand des Anrisses eines sehr grossen Murgangs im Saastal (Obergoms). Stehen geblieben ist eine eisreiche, teilweise überhängende Permafrostpartie. Möglicherweise sind Schuttpartien, die infolge des Temperaturanstieges im 20. Jahrhundert aufgeschmolzen und destabilisiert wurden, bei den Unwettern vom Sommer 1987 bis zur Grenze des heutigen (stabilisierenden) Permafrostes hinauf abgerutscht.

6. Massnahmen

In den kommenden Jahren könnte sich der Treibhauseffekt erstmals aus der Schwankungsbreite natürlicher Klimaänderungen herausbewegen. Die Auswirkungen einer derartigen Entwicklung auf Gebirgspermafrost als wichtigen Teil der alpinen Kryosphäre wird man nur mit einem geeigneten **Langfrist-Messnetz** erfassen können. Aufgrund seiner thermischen Trägheit wird alpiner Permafrost einen effizienten Filtereffekt für kurzfristige Extremereignisse haben und Abweichungen von mittelfristigen Durchschnittsbedingungen messbar signalisieren. Die Signale sind allerdings nicht direkt erkennbar wie etwa der Gletscherrückgang, sondern müssen mit Spezialtechniken (Photogrammetrie, Bohrlochmessungen, geophysikalische Sondierungen) möglichst frühzeitig erfasst und dokumentiert werden.

Die Bohrlochmessungen am Blockgletscher Murtèl/Corvatsch sind ein erster wichtiger Schritt in diese Richtung. Weitere Bohrlöcher für langfristige Beobachtungen werden zurzeit im Rahmen von Lawinenverbauungsprojekten am Blockgletscher Ursina oberhalb Pontresina eingerichtet. Um repräsentative Resultate zu erhalten, muss allerdings das Netz dringend erweitert werden. Ein Blockgletscherbohrloch im Wallis (Gornergrat) sowie ein mindestens 200 m tiefes Bohrloch in einem geeigneten Felsgipfel oberhalb 3000 m ü.M. für die Rekonstruktion der Permafrosttemperaturen seit ca. 1850 und die Analyse allfälliger Erwärmungstendenzen und Destabilisierungseffekte in steilen, hochgelegenen Felsflanken sollten sobald wie möglich installiert werden. Die photogrammetrischen Messflüge an den 6 ausgewählten Objekten (vgl. Kapitel 2) sind weiterzuführen und werden mit zunehmender Länge der Messperiode Information von wachsender Aussagekraft geben.

Mit einem derartigen Messprogramm wird sich die Situation bis in 10, 20 Jahren insofern vebessert haben, als man dann erstmals brauchbare Messreihen und bessere statistisch-empirische Grundlagen für die Beziehung zwischen Klima und Permafrost haben wird. Analysen und Vorhersagen über das Verhalten von Permafrost werden sich wohl auch in Zukunft vorwiegend auf derart handfeste Daten stützen müssen. Die Sicherheit der Interpretation hängt jedoch wesentlich vom Verständnis der beteiligten Prozesse ab. In dieser Hinsicht am vordringlichsten sind **prozessorientierte Studien** über die Energiebilanz an der Oberfläche und die komplexen Vorgänge in der Auftauschicht von alpinen Permafrostvorkommen. Gleichzeitig müssen mit digitalen Geländemodellen und geographischen Informationssystemen realistische Szenarien für das sich verändernde Muster der Permafrostverbreitung simuliert werden. Mit derartigen Modellstudien sollten die für morphologisch/geotechnische Veränderungen (Setzung, Hangstabilität) besonders empfindlichen Gebiete erkannt und präziser beobachtet werden können.

Literatur

Balzari, M. (1987): Sicherheits- und Ueberwachungskonzept. In: Die Neubauten auf dem Jungfraujoch - 75 Jahre Jungfraubahn. Schweizer Ingenieur und Architekt, H. 30-31 (Sonderdruck): 23 - 25.

Barsch, D. & Hell, G. (1976): Photogrammetrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Murtèl I, Oberengadin, Schweizer Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 11, 2: 111 - 142.

Barsch, D. & King, L. (1989): Origin and geoelectrical resistivity of rock glaciers in semi-arid subtropical mountains (Andes of Mendoza, Argentina). Zeitschrift für Geomorphologie N.F., 33, 2: 151 - 163.

Barsch, D., Fierz, H. & Haeberli, W. (1979): Shallow core drilling and borehole measurements in the permafrost of an active rock glacier near Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. Arctic and Alpine Research 11, 2: 215 - 228.

Boesch, H. & Schmid, W. (1990): Geodesy and photogrammetry. In: Haeberli, W. (Ed): Pilot analyses of permafrost cores from the active rock glacier Murtèl, Piz Corvatsch, Eastern Swiss Alps, Arbeitsheft Nr. 9 der VAW/ETHZ, p. 8 - 9.

Cui, Zhijiu & Zhu Cheng (1988): Rock glaciers in the source region of Urumqi River, Middle Tian Shan, China. V International Conference on Permafrost, Proceedings Vol. 1, p. 724 - 727.

Evin, M. (1987): Dynamique, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud. Thèse d'Etat, Institut de Géographie Alpine, Université de Grenoble, 307p.

Fabre, D. & Evin, M. (1990): Prospection électrique des milieux à très forte résisitivité: le cas du pergélisol alpin. Sixth International Congress of the International Association of Engineering Geology, The Netherlands (im Druck).

Gorbunov, A.P. (1983): Rock glaciers of the Mountains of Middle Asia. Permafrost Fourth International Conference, Proceedings, p. 359 - 362.

Haeberli, W. (1985): Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of Alpine rock glaciers. Mitteilung No. 77 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, 142p.

Haeberli, W. & Patzelt, G. (1983): Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Oetztaler Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 18, 2: 127 - 150.

Haeberli, W. & Schmid, W. (1988): Aerophotogrammetrical monitoring of rock glaciers. V International Conference on Permafrost, Proceedings Vol. 1, p. 764 - 769.

Haeberli, W., Huder, J., Keusen, H.-R., Pika, J. & Röthlisberger, H. (1988): Core drilling through rock glacier permafrost. V International Conference on Permafrost, Proceedings Vol. 2, p. 937 - 942.

Haeberli, W., Rickenmann, D., Zimmermann, M. & Rösli, U. (1990): Investigation of 1987 debris flows in the Swiss Alps: general concept and geophysical soundings. IAHS Publication no. 194, p. 303 - 310.

Hölzle, M. (1989): Untersuchungen zur Permafrostverbreitung im Oberengadin. Diplomarbeit ETH Zürich.

Huder, J. (1979): Geotechnische Untersuchungen für das Gefrierverfahren. Mitteilung No. 41 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH ZÜrich, p. 77 - 98.

Jäckli, H. (1981): Der Blockstrom in der Val da l'Acqua im Schweizerischen Nationalpark. Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft 1978, wissenschaftlicher Teil, p. 213 - 221.

Keller, F. (1987): Permafrost im Schweizerischen Nationalpark. Jahresbericht Naturforschende Gesellschaft Graubünden 104, p. 35 - 53.

Keusen, H.R. & Haeberli, W. (1983): Site investigation and foundation design aspects of cable car construction in Alpine permafrost at the "Chli Matterhorn", Wallis, Swiss Alps. Permafrost Fourth International Conference, Proceedings, p. 601 - 605.

Keusen, H.R. und Amiguet, J.-L. (1987): Geologie, Felseigenschaften, Permafrost. In: Die Neubauten auf dem Jungfraujoch - 75 Jahre Jungfraubahn. Schweizer Ingenieur und Architekt H. 30-31 (Sonderdruck): 17 - 18.

King, L., Fisch, W., Haeberli, W. & Waechter, H.P. (1987): Comparison of resistivity and radio-echo soundings on rock glacier permafrost. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 23, 1: 77 - 97.

Lachenbruch, A.H., Cladouhos, T.T. & Saltus, R.W. (1988): Permafrost temperature and the changing climate. V International Conference on Permafrost, Proceedings Vol. 3, p. 9 - 17.

Monbaron, M. & Tenthorey, G. (1989): Hydrologie en zone périglaciaire au Vallon de Réchy (VS) - essai de coloration sur un glacier rocheux. Bulletin de la Société neuchâteloise de géographie, No. 32 - 33, p. 117 -128.

Osterkamp, T.E. (1984): Response of Alaskan permafrost to climate. Permafrost Fourth International Conference, Final Proceedings, p. 145 - 152.

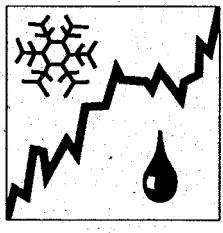
Pancza, A. (1989): Un pergélisol actuel dans le Jura Neuchâtelois. Bulletin de la Société neuchâteloise de géographie, No. 32 - 33, p. 129 - 140.

Vonder Mühll, D. & Haeberli (1990): Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtèl/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps). Journal of Glaciology 36, 123: 151 - 158.

Anschrift des Verfassers:
PD Dr. Wilfried Haeberli
Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie
ETH-Zentrum
8092 Zürich

Internationale Fachtagung 11. Mai 1990 in Zürich
Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, dem Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos, und dem Geographischen Institut der ETH Zürich



PERIGLAZIALE MURGÄNGE

Markus Zimmermann, Zürich

Zusammenfassung

Murgänge sind ein weit verbreitetes Phänomen in den Alpen. Besonders im periglazialen Raum prägt dieser Prozess die Morphologie. Die Kryosphäre, und speziell deren untere Grenze sind auf Klimaveränderungen besonders sensitiv. Veränderte Klimaparameter wirken einerseits direkt auf das Murganggeschehen über den Niederschlag und über die Temperatur des Niederschlags. Anderseits sind indirekte Einflüsse über Gletscherrückzug und Permafrostdegradation zu erwarten. Auch wenn die heutigen Kenntnisse über die Murgentstehung in Schutthalden oder Moränen nur lückenhaft sind, so ist doch anzunehmen, dass sich bei höheren Temperaturen die Murgangaktivität in der Periglazialzone verstärken wird. Eine Zunahme von grossen Muranbrüchen mit weiten Fliessstrecken ist anzunehmen. Damit nimmt die Gefahr auch im Talbereich zu. In der Schweiz erfährt das Phänomen der Murgängen jedoch nicht die nötige Aufmerksamkeit. Damit das Phänomen "Murgang" besser verstanden werden kann, sind unbedingt die Wahrnehmung des Prozesses zu verbessern und die entscheidenden Parameter zu untersuchen.

Summary

In the Swiss Alps debris flows constitute a widespread phenomenon with distinct geomorphological features. Starting zones can be found on steep slopes covered with only slightly consolidated debris or within inclined creeks and gullies. All altitudinal belts are involved, but activity is especially significant within periglacial areas. Due to the prominent influence of surface and underground ice the formation of debris flows within the periglacial belt and especially at its lower boundary is highly susceptible to climatic changes. Remarkable glacier shrinkage, disappearance of glacierets and perennial snow patches and probably also degradation of low-lying permafrost has occurred since the Little Ice Age. The large amounts of thereby uncovered debris masses on steep slopes have become exposed to erosive processes. Continued or even accelerated warming would enlarge this zone even further and may thereby amplify the activity of periglacial debris flows in the next decades or centuries. Changes in climatic parameters may also have a sudden influence on debris flow activity through warmer rain, different precipitation characteristics and snow distribution patterns. Large-scale debris flows developing from these predisposed areas can reach valley sites and therefore constitute a serious hazard for villages and traffic routes.

Mitteilung Nr. 108, 1990, der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 89-107

1. Einleitung

Im schweizerischen Alpen- und Voralpengebiet sind Murgänge ein weit verbreiteter geomorphologischer Prozess. In vielen Gegenden werden Murgänge auch als Muren, Rüfen oder Laui bezeichnet. Im Gegensatz zu den langsam ablaufenden Hangprozessen, wie z.B. Solifluktion, ergeben sich durch Murgangaktivität in der Regel dramatische Landschaftsveränderungen sowohl im Bereich der Erosionsstrecken als auch auf den Kegeln mit den mächtigen Ablagerungen. Murgänge können grosse Schuttmengen innert kürzester Zeit über weite Strecken transportieren. Dadurch besteht eine grosse Gefahr für Siedlungen und Verkehrswege, auch weit weg vom Ursprungsort. Normalerweise treten Murgänge während intensiven Niederschlägen auf. Sehr grosse Ereignisse werden, auch in der Schweiz, durch Gletscherhochwasser ausgelöst (Costa 1988a).

Die starke Murgangaktivität während der Hochwasserkatastrophen vom Sommer 1987 hat klar gezeigt, dass in der Periglazialzone eine besonders hohe Disposition für Murgangentstehung besteht. Eine morphographische Beurteilung dieses Raumes belegt, dass auf praktisch jedem Kegel oder Hang die typischen Akkumulationsformen früherer Ereignisse mehr oder weniger gut konserviert sind. Murgänge sind in der alpinen Kryosphäre prägend. Steile, aktive und nur wenig verfestigte Schutthalden und Moränen sind die bevorzugten Anrissstellen. Zusätzlich stellen moränen- oder eisgedämmte Gletscherseen ein grosses Gefahrenpotential dar. In dieser stark betroffenen Periglazialzone ist der Boden dauernd oder zumindest saisonal gefroren (Washburn 1979). Die Massenverlagerungsprozesse sind von den überall vorhandenen Gefrier-Auftau-Prozessen stark beeinflusst. Damit weist diese Zone, und besonders deren untere Grenze mit mittleren Jahrestemperaturen nahe von 0°C, eine grosse Sensitivität bezüglich einer möglichen Erwärmung auf. Die durch eine Temperaturerhöhung resultierenden geomorphologischen Veränderungen (z.B. Gletscherrückzug mit der Freilegung von Grundmoränenmaterial) beeinflussen die Entstehungsbedingungen für Murgänge nachhaltig. Die Gefahren durch Murgangaktivität im Alpenraum sind deshalb auch im Lichte einer sich abzeichnenden Klimaveränderung zu beurteilen. Die Ausführungen beschränken sich allerdings bewusst auf die periglaziale Zone.

2. Charakteristik und Sensitivität

2.1 Eigenschaften

Murgänge sind schnellfliessende Gemische von Lockermaterial und unterschiedlichen, meist geringen Anteilen von Wasser. Die Einordnung dieses Gemisches in einem Wasser-Feststoff-Phasendiagramm ist in Fig. 1 wiedergegeben. Aehnliche Prozesse sind Schlammströme oder Lahars aus vulkanischem Material (Johnson 1984). In den Alpen sind vor allem die grobkörnigen Muren für die Gefahrenbeurteilung von Bedeutung. Charakteristisch für Murgänge sind der instationäre Abfluss des Gemisches, die hohe Erosionsleistung und die Möglichkeit grosse Blöcke zu transportieren. Die Dichte des Gemisches erreicht bis zu 2.5 Tonnen/m^3 (Davies 1988). Ge-

genüber einem zu erwartenden Hochwasserabfluss in einem Gerinne kann der Spitzenabfluss eines Murschubes um ein bis zwei Grössenordnungen höher sein. Die Ablagerungsformen der Murgänge heben sich bezüglich anderen geomorphologischen Massenverlagerungsprozessen sehr deutlich ab: Parallel zum Fliessweg werden aus vorwiegend grobem Material Levées aufgebaut, markante Wälle, die auf beiden Seiten des Gerinnes liegen. Der Kegel weist überhaupt keine Sortierung der Komponenten auf.

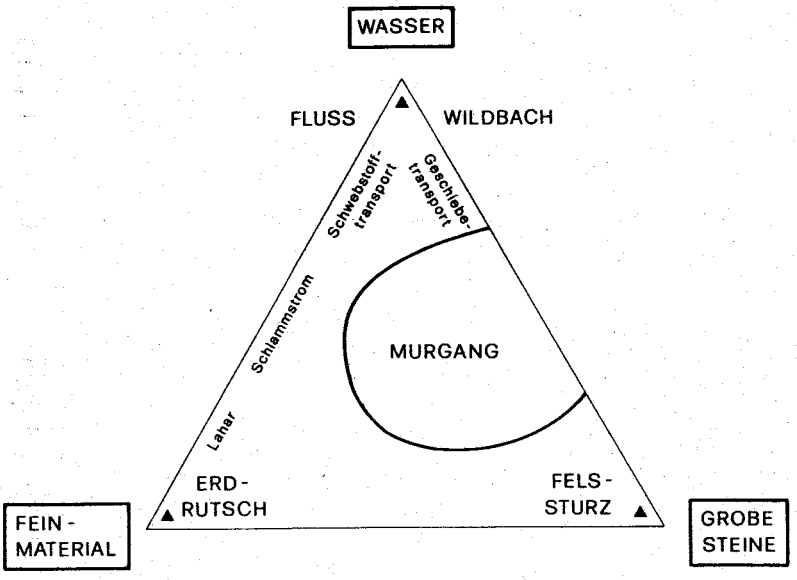


Abb 1: Phasendiagramm mit der Einordnung verschiedener Wasser-Feststoff-Gemische

2.2 Murgangentstehung

Zur Auslösung von Murgängen ist eine geomorphologische Grunddisposition notwendig. In der Periglazialzone sind Schutthalden oder neoglaziale Moränen mit Hangneigungen im Bereich der Stabilitätsgrenze (steiler als etwa 27°, 51%) durch Murgangerosion betroffen. Diese häufig tiefgründigen Schuttkörper sind in der Regel nur schwach konsolidiert und weisen eine sehr kleine Plastizität auf. Die Tonfraktion fehlt fast vollständig (Rösli & Schindler 1990). Grobkörnigere und feinkörnigere Schichten sind in Wechsellagerung. Deshalb hat das Material sehr inhomogene Durchlässigkeiten. Diese Grunddisposition kann man auch als mittelbare Ursache für Murgangaktivität bezeichnen.

Damit sich das Lockermaterial in Bewegung setzen kann, ist ein genügend grosser Wassergehalt im Schutt mit lokalen Sättigungszonen notwendig (Sassa 1984). Die innere Reibung wird dadurch drastisch vermindert und der Hangteil, der sich im Bereich der Stabilitätsgrenze befindet, wird instabil. Bei genügender Durchfeuchtung des Hanges erfolgt eine dramatische Vergrösserung der Anrissform durch rückschreitende Erosion. Als auslösende hydrologische Ereignisse (unmittelbare Ursachen) kommen Gewitterregen in Zusammenhang mit der Schneeschmelze oder intensive, langandauernde Niederschläge in Frage. Der Wassergehalt im Schutt wird während dieser Ereignisse langsam erhöht, sodass das Material nach Ueberschreiten eines Schwellenwertes oder während einer kurzfristigen Intensitätsspitze plötzlich ins Fliessen gerät. Wahrscheinlich sind Kombinationen von verschiedenen hydrologischen Bedingungen (z.B. intensive Schneeschmelze und Starkregenfälle wie im Juli 1987) die Regel. Murgänge ereignen sich auch häufig bei Gletscherseeausbrüchen. Die Gletscherhochwasser entstehen durch die plötzliche Entleerung von eis- oder moränengestauten Seen oder von sub- und intraglazialen Wassertaschen. Hier bewirkt eine kurzfristig hohe Belastung der Gerinnesohle das Auslösen von Murgängen.

2.3 Murgangreichweite

Die Reichweite von Murgängen ist von verschiedenen Faktoren abhängig. Fliesseigenschaften (z.B. Viskosität, Reibung im Gerinnebett) oder auch Materialverluste entlang der Fliessstrecke bestimmen die Auslaufstrecke. Eine Beziehung des Pauschalgefälles (als dimensionsloses Mass für die Reichweite) in Abhängigkeit vom Gesamtvolumen ist in Fig. 2 für etwa 60 Murgänge wiedergegeben, die sich 1987 ereignet haben. Dabei wird deutlich, dass grosse Murgänge tendenziell weiter fliessen. Hier spielen die Verluste entlang der Fliessstrecke durch das Aufbauen von Levées eine geringere Rolle. Der Murgang kann unterwegs nicht "verhungern". Es zeigte sich auch, dass ein Pauschalgefälle von etwa 20% nicht unterschritten wird.

2.4 Sensitivität

Die Beurteilung eines globalen Temperaturanstiegs, wie er aufgrund der existierenden Klimamodelle angenommen wird (siehe Beitrag Siegenthaler in diesem Band), und dessen Auswirkungen auf die Murgänge kann nicht direkt erfolgen. Es sind einerseits die mittelbaren Auslösebedingungen (mögliche Veränderungen im Geschiebepotential) und anderseits auch die unmittelbaren Ursachen der Murgangentstehung (Niederschlag und Temperatur) abzuklären. Die Beurteilung der Sensitivität der einzelnen Parameter, die die mittelbaren und unmittelbaren Einflüsse steuern, kann nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit sein. Da aber auch der Einfluss der Parameter selber bis heute relativ unbestimmt bleibt, ist das Bewerten von Veränderungen schwierig. Es muss im Moment auf einer qualitativen Ebene bleiben.

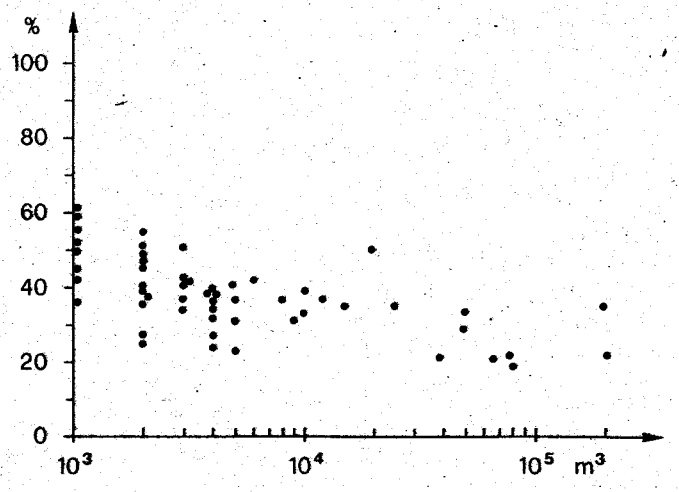


Fig. 2: Murgänge 1987: Pauschalgefälle von Murgängen in Funktion des Volumens

2.5 Disposition

Die Auswirkungen einer Temperaturerhöhung auf die Disposition steuern über Permafrostentwicklung und Gletscherausdehnung einerseits die Menge des erodierbaren Schuttes und anderseits dessen hydraulisches und geotechnisches Verhalten. Es geht hier nur um Schutt, der schon aufbereitet ist. Die effektive Schuttproduktion durch die Verwitterung kann wahrscheinlich in den nächsten 50 oder 100 Jahren in erster Näherung als konstant angesehen werden, auch wenn sich verschiedene klimatische Parameter ändern.

Die am einfachsten abschätzbaren Auswirkungen betreffen den Rückzug von Gletschern und perennierenden Schneeflecken. Altschuttherde, die dauernd von Eis bedeckt sind, sind weitgehend vor Hanginstabilität und Erosion geschützt. Besonders die kleineren Gletscher sind hier relevant, deren Vorfelder häufig aus steilen Schutthalden bestehen. Diese Gletscher reagieren besonders schnell auf Klimaschwankungen (Reynaud 1988). Das Verschwinden von Permafrost hat unterschiedliche Wirkungen auf das Verhalten von steilen, murganganfälligen Schuttkörpern in einem Einzugsgebiet: Einerseits kann von einer Armierung von Schutt ausgegangen werden, anderseits verursacht übersättigter Permafrost im Untergrund grössere Hohlräume beim Schmelzen, die die hydraulischen und mechanischen Eigenschaften nachteilig beeinflussen.

2.6 Auslösende Ursachen

Die unmittelbaren Ursachen lassen sich in drei unterschiedlich gut erfassbare Aspekte unterteilen:

- Temperatur: Höhere Temperaturen bedeuten wärmere Niederschäge und damit ein Ansteigen der Schneefallgrenze während Niederschlagsereignissen.

- Niederschlag: Die Veränderungen der Niederschlagscharakteristika (Menge und Intensitäten, jahreszeitliches Auftreten) beeinflussen direkt die hydrologischen Verhältnisse in den Anrisszonen.

- Schnee: Veränderungen im zeitlichen und räumlichen Auftreten der Schneeschmelze beeinflussen über das Schmelzwasser das längerfristige Wasserangebot in einer Schutthalde.

Die Sensitivität der einzelnen Ursachen (Disposition und auslösendes Ereignis) kann mehr oder weniger gut abgeschätzt werden (vgl. Permafrost, Gletscher, Schnee). Die Auswirkungen auf das Niederschlagsgeschehen sind heute noch wenig bekannt (siehe Beitrag Siegenthaler in diesem Band). Für die Murgänge sind Kombinationen der einzelnen Ursachen relevant.

Da bereits heute ein grosses Potential an erodierbaren Schuttmassen in der Periglazialzone vorhanden ist, werden sich Veränderungen, die die unmittelbaren Murgangursachen beeinflussen, wahrscheinlich wesentlich schneller und stärker auswirken, als die Veränderung des Geschiebepotentials. Das Freilegen von weiteren Altschuttherden wird das Gefahrenpotential räumlich ausdehnen und die Wahrscheinlichkeit für Muranbrüche mit der Zeit erhöhen. Somit wird die Sensitivität für Murgangauslösung eine Kombination der Sensitivitäten der einzelnen Faktoren. Diese haben ganz unterschiedliche Zeitskalen.

3. Datengrundlage

3.1 Allgemeines

Die Murgangforschung ist, im Gegensatz etwa zur Gletscherbeobachtung, eine relativ junge Disziplin. Grosse Anstrengungen werden in Japan (z.B. Fujita 1985) und in Nordamerika unternommen (z.B. Costa 1988b). In Oesterreich werden im Zusammenhang mit der Gefahrenzonenplanung Murgänge stark beachtet (z.B. Hampel 1980). Im Anschluss an die Unwetterkatastrophe von 1976 wurden Murgänge detailliert untersucht (Hohensinn 1979). Trotz einer relativ grossen Bedrohung durch Murgänge existieren jedoch keine entsprechenden Arbeiten zu diesem Thema in der Schweiz. Erst im Zusammenhang mit dem Waldsterben wurde ein Schwergewicht auf die Untersuchung von Murgängen gelegt (VAW/EAFV 1988, Davies 1988, Rickenmann 1990). Murgangaktivität in Zusammenhang mit Gletscherhochwassern wurde in der Schweiz allerdings schon seit längerer Zeit beachtet und untersucht (z.B. Röthlisberger 1978, Haeberli 1980).

Im einzelnen alpinen Einzugsgebiet treten Murgänge eher selten und unregelmässig auf, im Gegensatz etwa zu japanischen Vulkangebieten mit mehreren Ereignissen jährlich im gleichen Gerinne. Das Aufstellen von Messreihen ist deshalb sehr schwierig und die einzelnen Datenpunkte liegen weit auseinander. So kann etwa für den Leimbach bei Frutigen eine Murgangchronologie mit 6 Ereignissen bis 1850 zurück aufgestellt werden (BWW 1977). Etwas weiter zurück reichen Aufzeichnungen in der Zavragia im Vorderrheintal oder in der Val Varuna im Puschlav. Abgesehen von einigen solchen Bächen sind die Daten äusserst spärlich. Die katastrophalen Hochwasser vom Sommer 1987 mit einer sehr grossen Zahl von Murgängen liessen erstmals vergleichende Untersuchungen an mehreren Ereignissen zu, die unter einigermassen ähnlichen Bedingungen abgelaufen sind.

3.2 Beobachtungen 1987

In den am stärksten betroffenen Regionen im Sommer 1987 (Puschlav sowie Lukmaniergebiet am 18. Juli; Gotthardgebiet am 24.August) konnten über 600 Murgänge kartiert werden (Zimmermann 1990; Fig. 3). Mehr als die Hälfte dieser Ereignisse hatte ihren Ursprung in der Periglazialzone. Ein grösserer Teil der Murgänge mit einem Feststoffumsatz von >1000 m^3 konnte statistisch ausgewertet werden. Auch diese Auswahl (82 Murgänge) belegte die überdurchschnittliche Aktivität in der Periglazialzone. Zudem war die Häufung von grösseren Ereignissen in dieser Höhenlage auffällig (Fig. 4). Die hohen Temperaturen während der gesamten Niederschlagsdauer (die Nullgradgrenze lag in beiden Fällen während der über 30-stündigen Regenperiode über 3000 m) dürften für diese Häufung mitverantwortlich sein. Damit erhielten auch die höchsten Einzugsgebiete den Niederschlag in Form von Regen.

Die Niederschlagsintensitäten waren an beiden Daten eher gering. Im Juli überstiegen sie 15 mm/h selten, allerdings dauerte die Regenperiode über 30 Stunden. Die Summen lagen zum Zeitpunkt der Murgangauslösung bei 100 bis 180 mm. Im August wären die mittleren Intensitäten etwas höher. Zudem bildete sich gegen das Ende der Regenperiode (bei akkumulierten Niederschlägen von 150 bis 270 mm) eine intensive stündige Regenzelle von etwa 40 mm/h. Trotz der höheren Summen konzentrierten sich die Murgänge praktisch alle während dieser einen Stunde.

Die Anbruchzonen lagen im grössten Teil der Fälle in stark geneigten Hängen und Schutthalden. Hier waren vor dem Murgang nur schwach ausgeprägte oder gar keine Gerinne im Schutt vorhanden. Oberhalb des Anrisses erfolgte eine gewisse Konzentration des Abflusses in seichten Schmelzwasserrinnen im Schutt oder in Schluchten im Fels. Bei etwa 25% der Murgänge war die Anbruchzone in definierten Wildbachgerinnen oder Felscouloirs mit beträchtlichem Oberflächenabfluss.

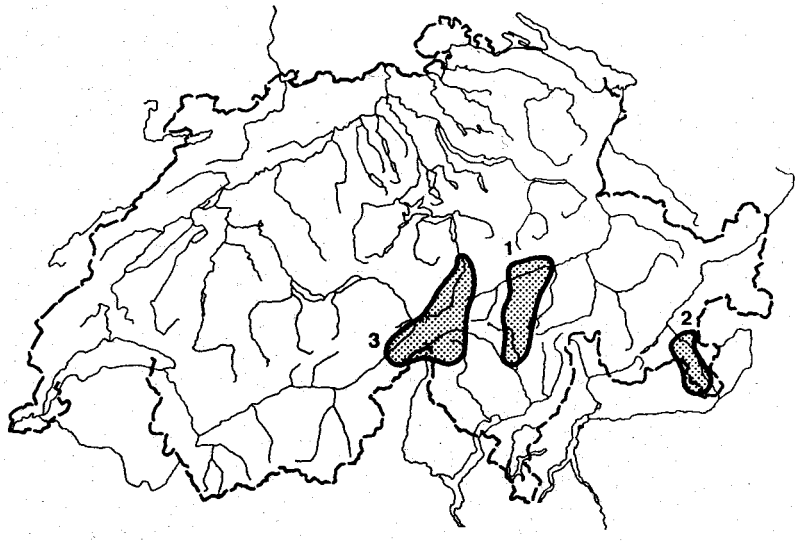


Fig. 3: Die am stärksten betroffenen Gebiete im Sommer 1987: Lukmanier-Gebiet, 2: Puschlav, 3: Gotthard

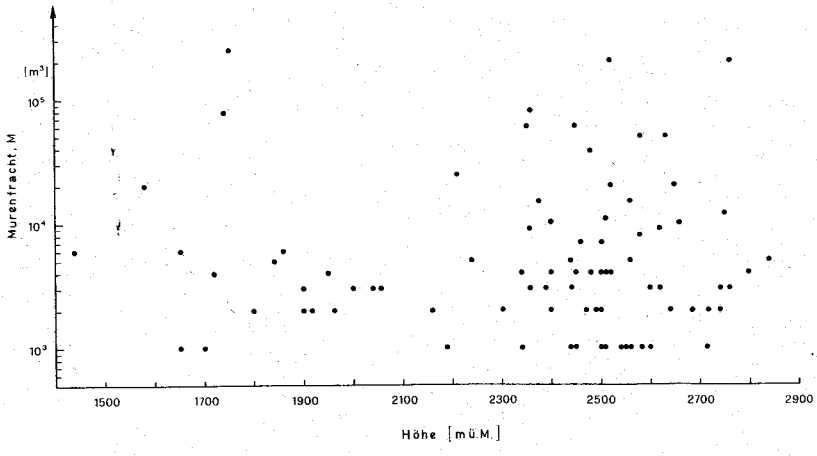


Fig. 4: Murgänge 1987: Höhenlage der Anrissstellen im Verhältnis zum Gesamtvolumen

In über 50% der Fälle lagen die Anbruchzonen in unmittelbarer Randlage von kleinen Gletschern oder Schneefeldern. Die intensive Schmelze bei sehr hohen Temperaturen (Nullgradgrenze über 4000 m) mehrere Tage vor den Katastrophen verursachte einen kontinuierlichen Feuchteeintrag in den Schutt. Dies führte zu erhöhter Instabilität in der Anrisszone während den Regenfällen und zu verstärkter Erosion durch die Murgänge entlang der Fliessstrecke. Diese verstärkte Hanginstabilität im Randbereich von perennierenden Schneeflecken wurde auch in polaren Klimaten belegt (z.B. Lindh et al 1988). Eine Murgangauslösung allein durch die Schneeschmelze, wie sie z.B. von Sharp & Nobles (1953) beschrieben wurde, konnte nicht beobachtet werden. Wahrscheinlich sind die Durchlässigkeiten des Lockermaterials für diese lokal doch bescheidenen Abflüsse zu gross, sodass sich keine grösseren gesättigten Zonen aufbauen konnten.

In 5 Fällen (6%) konnte die Existenz von Permafrost am Rand oder innerhalb der Anrisszonen sicher nachgewiesen werden. Bei drei Lokalitäten (im Saastal und am Rand des Gerengletschers) wurde der Schutt bis zum Permafrost erodiert. Mittels geopysikalischen Sondierungen in den Anrisszonen konnte in weiteren Fällen Eis im Untergrund nachgewiesen werden. Nach den Faustregeln von Haeberli (1975) ist das Vorhandensein von Permafrost in den Anrisszonen in 9% der Fälle wahrscheinlich und in 21% möglich. Im übrigen weisen perennierende Schneeflecken auch bei vielen kleineren Anrissen (<1000 m^3) auf das Vorhandensein von Permafrost unmittelbar oberhalb der Anrisszonen hin.

3.3 Auswirkungen der Erwärmung im 20. Jahrhundert

Die Auswirkungen der Erwärmung seit dem Ende der kleinen Eiszeit lassen sich für die Regionen der 1987er Ereignisse zumindest qualitativ abschätzen. In der Hälfte der Fälle waren die Anrisszonen vor 150 Jahren noch eisbedeckt. Dies konnte aufgrund von historischen Moränen und mit Hilfe der Gletscherausdehnung auf den Messtischblättern für den Dufouratlas ermittelt werden. Das Felscouloir an der Zunge des Minstigergletschers war z.B. 1930 noch vollständig unter Eis. Fig. 5 zeigt den Gletscherrückgang im Gebiet Lucendro-Rotondo in den letzten 130 Jahren. Vor allem durch das Abschmelzen kleiner, wenig erosiver Gletscher wurden bedeutende Schuttmassen freigelegt. Die Anrisszonen im Gerental, Witenwassern oder Lucendrogebiet liegen häufig in diesen freigelegten Schutthalden. In Fig. 6 sind in der Anrisszone im Witenwasserntal die kleinen Moränenwälle der Jahrhunderwende sehr deutlich zu erkennen. Die unterste dürfte dem Stand von 1850 entsprechen. Im obersten Anriss konnte mit den geophysikalischen Sondierungen auch Permafrost nachgewiesen werden.

Fig. 5: Gletscherrückzug im Gebiet Lucendro-Rotondo mit den Anrissstellen von Murgängen. 1: Wasserscheiden und Berggipfel; 2: Gletscherausdehnung 1851 bzw. 1977; 3: Murganganrisse und Erosion; 4: Murgangtransit und Ablagerungen; 5: Siedlungen.

Nach Haeberli (Beitrag in diesem Band) dürften die Permafrostgrenzen in den letzten 150 Jahren um rund 150 bis 200 m angestiegen sein. Ermittelt man die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Permafrost in den Anrisszonen vor 150 Jahren so ergibt sich folgendes Bild:

Auftreten von Permafrost in der Anrisszone	Anzahl Fälle von 82 1850	1987
sicher	(5)	5
wahrscheinlich	22	7
möglich	19	17
nicht wahrscheinlich	36	53

In den Anrisszonen hat die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Permafrost in den letzten knapp 150 Jahren deutlich abgenommen. 1850 war in lediglich 44% der Fälle Permafrost nicht wahrscheinlich, 1987 bereits in 65% der Fälle. Dies weist einmal darauf hin, dass sich die betroffenen Gebiete häufig an der Untergrenze des Permafrostvorkommens befinden, und zweitens, dass der starke Rückgang in der Kategorie "wahrscheinlich" mit einer direkten Stabilitätsverminderung (Verschwinden der Armierung, Veränderung der hydraulischen Durchlässigkeiten; cf. auch nächster Abschnitt) zusammenhängen könnte.

Fig. 6: Murgang Witenwassern. Anrisszone mit historischen Moränen. Bild: Baudep. Kt. Uri, September 1987.

4. Prozessverständnis

Periglaziale Murgänge sind kaum beobachtbar. Die Untersuchungen müssen sich auf den abgelaufenen Prozess beschränken. Der Ablauf des Murganges selber kann mit Hilfe einer Analyse von stummen Zeugen (Levées, Fliessquerschnitte usw.) einigermassen genau rekonstruiert und eventuell auch modelliert werden. Hingegen sind die unmittelbaren Auslösebedingungen nur schwierig zu rekonstruieren. Meist fehlen in den abgelegenen Regionen fein aufgelöste Niederschlagsdaten und die hydrologischen und hydrogeologischen Verhältnisse unmittelbar vor dem Ereignis sind nicht hinreichend bekannt. Die mittelbaren Ursachen können jedoch mit verschiedenen Methoden einigermassen gut angenähert werden.

In Folge der Komplexität der einzelnen auslösenden Faktoren und durch die Kombination von mehreren Faktoren entzieht sich die Murgangentstehung weitgehend einer Modellierung. Auf Grund von empirisch ableitbaren Zusammenhängen und Beobachtungen lassen sich die Ursachen jedoch etwas eingrenzen. Die Rolle von Gletschern und Permafrost, die durch einen Temperaturanstieg Aenderungen im Einzugsgebiet verursachen, können folgendermassen beschrieben werden:

- Permafrost

Das Verschwinden von Permafrost hat unterschiedliche Wirkungen auf das Verhalten von steilen, murganganfälligen Schuttkörpern in einem Einzugsgebiet. Diese können wie folgt unterteilt werden:

a) Armierung: Gefrorener Schutt weist Eigenschaften wie Festgestein auf. Das Material ist weitgehend vor Erosion geschützt. Im weiteren kann Permafrost eine rückschreitende Erosion in einem steilen Hang stoppen. Die Degradation und das vollständige Schmelzen von Permafrost vergrössert damit den Volumenumsatz pro Ereignis. Das moränengefüllte Couloir unterhalb des Saasgletschers wurde durch rückschreitende Erosion bis zu einem Permafrostkörper ausgeräumt. Der zurückgehaltende Schutt (ca. 50'000 bis 100'000 m^3) bildete unmittelbar nach dem Ereignis eine senkrechte Wand. Im Anbruch des Chüebodenmurgangs (Gerental) wurden mittels geophysikalischen Sondierungen wenig unter der aktuellen Sohle Linsen von gefrorenem Schutt entdeckt. Möglicherweise diente diese relikte oder degradierte Permafrostschicht als Erosionsbasis.

b) Instabilität in der Auftauschicht: In polaren Gebieten wird verstärkte Murgangaktivität in der Auftauschicht beschrieben (z.B. Larsson 1982). Die Auftauschicht kann durch Schmelzwasser oder Niederschläge gesättigt werden. Der Permafrostspiegel dient dabei als Grundwasserstauer und als Gleitfäche. Dessen Abstand zur Oberfläche steuert die Grösse der Prozesse, d.h. die Erosion durch Murgänge ist begrenzt. Während den 1987er Ereignissen wurde dieser Prozess nur in wenigen Fällen beobachtet. Im Gerental zwischen 2400 und 2500 müM ereigneten sich einige kleinere Murgänge. In Nachbarschaft des Saasgletschers wurde ein kleiner Murgang in einer wahrscheinlich gefrorenen Moräne auf 2640 müM ausgelöst. Markante Tiefenerosion erfolgte erst im sicher ungefrorenen Teil unterhalb etwa 2500 m.

c) Permafrost als Grundwasserstauer: Ein gefrorener Schuttkörper verhindert das Einsickern von Niederschlagswasser, sodass der Oberflächenabfluss deutlich verstärkt wird (Carstens 1986). Am Rand des Permafrostkörpers versickert das Wasser in den Schutt und verursacht lokal eine Sättigung. Dieses Phänomen wurde an mehreren Anbruchstellen von Murgängen beobachtet (z.B. am Pizzo Lucendro oder im Witenwasserntal). Ueber dem Permafrost liegen häufig perennierende Schneeflecken, die einen zusätzlichen kontinuierlichen Feuchteeintrag in den Schutt bewirken. Mit dem Verschwinden des Permafrosts nimmt die Wahrscheinlichkeit für eine Murgangauslösung damit eher ab.

d) Schmelzender Permafrost: Grössere, im Untergrund von Schutthalden schmelzende Eisvorkommen (übersättigter Permafrost) hinterlassen ein unregelmässiges Porenvolumen. Das Vorhandensein solcher Hohlräume kann mittels extrem hoher elektrischer Widerstände und gleichzeitig sehr tiefen seismischen Geschwindigkeiten nachgewiesen werden. Dies wurde bei verschiedenen Anbrüchen im Gerental festgestellt. Die unregelmässigen Porenräume verursachen lokal höhere

Durchlässigkeiten. In diesen grösseren Porenräumen kann sich ein Porenwasserdruck aufbauen, der die Stabilität reduziert. Diese hydraulischen und geotechnische Störungszonen führen zu verstärkter Hanginstabilität und zur Auslösung von Murgängen.

Die Degradierung des Permafrosts hat somit eher eine murgangbegünstigende Wirkung.

- Gletscher

Gletschereis schützt das darunterliegende Lockermaterial normalerweise vor Erosion durch erhöhte Normalspannung und einer damit verbundenen Erhöhung der Scherfestigkeit. Mit dem Abschmelzen von vor allem kleinen, wenig erosiven Gletschern wurden grosse Schutthalden und Moränen freigelegt. Dieser nur schwach konsolidierte Schutt im Bereich der Stabilitätsgrenze kann bei genügender Wassersättigung instabil werden und als Murgang abfahren. Der Gletscherrückzug ist in den gesamten Alpen ein einwandfrei feststellbares Phänomen (z.B. Haeberli et al. 1989, Maisch 1988, Renner 1982). Hauptsächlich der Rückzug von kleinen Gletschern hat zu grossen Veränderungen in der Kryosphäre und zu einer Ausdehnung der Anrisszonen geführt. Aehnliche Phänomene mit erhöhter Murgangaktivität nach dem Gletscherrückzug beschreiben Jackson et al. (1989) aus den kanadischen Rocky Mountains. Zudem sind in den Zungenbecken von zahlreichen Gletschern kleinere Seen entstanden, die beim Bruch des Dammes vollständig auslaufen können. Die Fig. 7 zeigt einen solchen See innerhalb der historischen Moräne des Sidelengletschers (Obergoms). Eine vollständige Entleerung dieser etwa 10'000 m^3 Wasser könnten einen Murgang auslösen, der Auswirkungen bis Oberwald haben könnte.

Fig. 7: Sidelengletscher: See im Zungenbecken des historischen Maximalstandes

- Meteorologische Steuergrössen

Angaben über die meteorologischen Steuergrössen variieren in einem sehr breiten Band. Caine (1980) oder Takahashi (1981) geben Schwellenwerte aus einer Kombination von Niederschlagssumme und -intensität für Murgangaktivität an. Bei den Juli-Ereignissen 1987 dürfte eine Regensumme von etwa 100 mm und einer Intensität von bescheidenen 10 mm/h genügt haben. Im August lagen die entsprechenden Werte bei mindestens 150 mm und ca. 40 mm/h.

Für die Periglazialzone dürften jedoch für die Murgangauslösung nicht Summen oder Intensität allein verantwortlich sein. Auch die Schneeschmelzverhältnisse und die Art des Niederschlags sind entscheidend, d.h. ob der Niederschlag in Form von Regen oder Schnee fällt. In jedem Fall wirken sich Klimaveränderungen auf die auslösenden Ursachen sofort aus.

5. Verhalten in Zukunft

In der Periglazialzone der Alpen sind noch riesige Schutthalden vorhanden, die eine hohe Disposition für die Auslösung von grossen Murgängen aufweisen. Mit einer fortgesetzten oder sogar erhöhten Erwärmung wird der periglaziale Raum grössere Veränderungen erfahren als die tieferen Lagen. Unter der Annahme einer Verdoppelung der Temperaturanstiegs in den nächsten Dekaden wird die Gleichgewichtslinie der Gletscher und die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts wahrscheinlich um mehrere hundert Meter ansteigen (vgl. die Beiträge von Haeberli und Patzelt & Aellen in diesem Band). Damit werden die mittelbaren Ursachen für die Bildung von grossen Murgängen günstiger. Auch wenn perennierende Schneeflecken verschwinden und somit lokal die Möglichkeit für Murgangentstehung zurückgeht, wird das Verschwinden von Permafrost und von kleinen Gletschern und das Abschmelzen von Gletscherzungen bedeutende, leicht erodierbare Schuttmengen freilegen. Dieser Prozess wird mit der Geschwindigkeit der Veränderungen der Gletscherausdehnung und der Degradierung von Permafrost ablaufen. Die interessierende Zeitskala sind Jahrzehnte bis Jahrhunderte. Die potentiellen Murganganrisszonen werden sich langsam ausdehnen, bzw. können in einzelnen Fällen auch neu entstehen.

Ganz anders verhalten sich die auslösenden Faktoren: Hier ist mit einer unmittelbaren Reaktion zu rechnen:

1. In einer wärmeren Atmosphäre ist die Schneefallgrenze während Niederschlagsereignissen generell höher. Damit wird auch in hoch gelegenen Einzugsgebieten der Niederschlag in Form von Regen fallen, wo er normalerweise sehr rasch in Schnee übergeht, womit der Abfluss drastisch reduziert wird. Ob diese Verschiebung linear mit der Temperaturerhöhung fortschreitet, ist im Moment unklar.

2. Mögliche Veränderungen der Niederschläge (Menge und Intensitäten): Ueber die Auswirkungen eines Temperaturanstiegs auf das Niederschlagsgeschehen ist wenig bekannt (siehe Beitrag Siegenthaler in diesem Band). Generell kann bei wärmerer Luft von einer höheren Wasserdampfsättigung ausgegangen werden. Die hydrologischen Bedingungen, die im einzelnen Fall zu Murgängen führen sind jedoch sehr komplex und bis heute kaum quantifizierbar. Eine Veränderung im Niederschlagsregime wäre deshalb nur schwierig zu bewerten und müsste mehrere Faktoren berücksichtigen. Immerhin müsste eine Erhöhung der Niederschläge (Intensität wie auch Summe) eine höhere Wahrscheinlichkeit für Murgangauslösung bedeuten.

3. Verschiebung der Schneefälle in den Frühling: Seit 40 Jahren lässt sich ein Trend zu grossen Schneefällen gegen Ende Winter und eine Schmelze in den Spätfrühling hinein feststellen (vgl. Föhn 1989). Damit fällt die intensive Schneeschmelze in den hohen Lagen eher in die Zeit der sommerlichen Starkniederschläge und vergrössert das Wasserangebot in einer Schutthalde markant.

Falls die Niederschläge gleichzeitig zunehmen und das Auftreten von sehr warmen Gewittern häufiger wird, so steigt die Wahrscheinlichkeit für Murganganrisse in der Periglaziazone sofort an, da das Potential nach wie vor gross ist. Diese grossen Murgänge werden im zunehmend intensiver genutzten Talbereich bei ungenügenden Massnahmen vermehrt zu Zerstörungen führen.

Somit sind bei einem Temperaturanstieg, verbunden mit weiteren Aenderungen von Klimafaktoren, vermehrt Murgänge zu erwarten. Eine Quantifizierung dieser Aussage ist jedoch nicht möglich.

6. Massnahmen für bessere Kenntnis

Das Ableiten von konkreten Massnahmen für ein besseres Verständnis der Murgangaktivität unter einer Klimaveränderung ist schwierig. Die einzelnen Faktoren, die Murgänge beeinflussen, verlangen eine interdisziplinäre Bearbeitung (Geomorphologie, Geologie, Glaziologie, Hydrologie, Meteorologie). Hier können deshalb nur ansatzweise einige Vorschläge unterbreitet werden.

Da das direkte Beobachten von Murgängen und insbesondere des Anrissvorganges praktisch unmöglich ist, müssen sich die Untersuchungen auf abgelaufene Ereignisse beschränken. Damit aber eine effiziente Dokumentation und Analyse von solchen Fällen überhaupt möglich ist, ist die Wahrnehmung des Prozesses "Murgang" durch die Praxis (lokale, kantonale oder Bundesbehörden) eine entscheidende Voraussetzung. Im Anschluss an grössere Einzelereignisse oder bei flächenhafter Ausdehnung der Prozesse (wie 1978 oder 1987) ist unverzüglich mit der Dokumentationsarbeit zu beginnen. Im Sinne eines umfassenden Katastrophenmanagements müssen neben den notwendigen Aufräumarbeiten auch Leute und Mittel

bereitgestellt werden, um Infrarot-Photoflüge zu organisieren und notwendige Feldaufnahmen und Auswertungen nach einheitlichen Grundsätzen durchzuführen.

Die Anbruchbedingungen werden in näherer Zukunft kaum vollständig modellierbar sein. Zur Verbesserung der Kenntnis der einzelnen Anbruchsbedingungen sind verschiedene Aspekte zu beurteilen:

- Das Aufarbeiten von grossräumigen Hochwasserkatastrophen mit Murgangaktivität (z.B. 1978, 1977, 1927, 1868) führt zu einem verbesserten Verständnis der hydrologischen Ursachen. Grossräumige Niederschläge lassen eher auf entfernte Anrisszonen schliessen als lokale Gewitter. Regenmesser stehen ja in den seltensten Fällen neben der Anrissstelle.

- Die Charakteristika der Niederschläge in der Periglazialzone sind mit geeigneten Messreihen zu untersuchen. Insbesondere interessiert das Absinken der Schneefallgrenze während Starkniederschlägen sowie die zeitliche Entwicklung dieses Phänomens.

- Das hydrologische und hydraulische Verhalten von Schutthalden entscheidet über die Stabilität. Mit geeigneten Modellen müssen deshalb die Hangwasserverhältnisse in steilen, hydrologisch inhomogenen Schutthalden nach-vollziehbar gemacht werden.

- Mit Labor- oder Feldexperimenten ist die Erodierbarkeit von Moränendämmen oder Schutthalden zu prüfen.

- Ueber den zeitlichen Verlauf des Verschwindens des diskontiniuerlichen Permafrosts sind die Grundlagen bereitzustellen. Damit können die diesbezüglichen Veränderungen im Schutt abgeschätzt werden.

- Das Abschmelzen von kleinen Gletschern oder Gletscherzungen ist mit geeigneten Verfahren zu bestimmen und das freigelegte, erodierbare Schuttvolumen abzuschätzen.

Neben den prozessbezogenen Untersuchungen sind die jetzigen Kenntnisse unbedingt in die Praxis umzusetzten. Auch wenn der Zeitpunkt eines Murgangs nicht vorausgesagt werden kann, so können doch die Ursprungsgebiete und die wahrscheinlich betroffenen Zonen bezeichnet werden. Hochgelegene Einzugsgebiete mit hohem Verlustpotential im Talboden (z.B. Dauersiedlungen) sind zudem zu überwachen. Zusammen mit einer Modellierung von Permafrostrückzug und Gletscherschmelze lassen sich zukünftig erosionsgefährdete Gebiete ausscheiden.

Literatur

BWW (Hrsg.) (1977): Hochwasserschutz in der Schweiz. 100 Jahre Bundesgesetz über die Wasserbaupolizei. Veröff. Bundesamt für Wasserwirtschaft, Bern.

Caine, N. (1980): The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. Geogr.Ann. 62A, 1/2:23-27.

Carstens, T. (1986): Cryologic effects on river sediments. In: River Sedimentation. Proc. Third Int. Symp. on river sedimentation:150-158.

Costa, J. (1988a): Floods from dam failures. In: V.R. Baker, R.C. Kochel, P.C. Patton (ed), 1988: Flood Geomorphology: 439-463.

Costa, J. (1988b): Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. In: V.R. Baker, R.C. Kochel, P.C. Patton (ed), 1988: Flood Geomorphology: 113-122.

Davies, T. (1988): Debris flow surges - a laboratory investigation. Mitt. VAW, Nr. 96. Zuerich.

Föhn, P. (1989): Climatic change, snowcover and avalanches. Landscape-Ecological Impact of Climatic Change: Discussion Report on Alpine Regions, Universities of Wageningen/ Ut-recht/Amsterdam

Fujita, H. (1985): Sabo in Japan. Int. Symp. on Erosion, Debris Flow and Disaster Prevention, Tsukuba, Japan. 23-32.

Haeberli, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubuenden). Mitt. VAW, Nr. 17. Zürich.

Haeberli, W. (1980): Morphodynamische Aspekte aktueller Gletcherhochwasser in den Schweizer Alpen. Regio Basiliensis 21/3, 58-78.

Haeberli, W.; Mueller, P.; Alean, P. & H. Boesch (1989): Glacier changes following the Little Ice Age - a survey of the international data basis and its perspectives. In: J. Oerlemans (ed), Glacier Fluctuations and Climatic Change:77-101. Amsterdam.

Hampel, R. (1980): Die Murenfracht von Katastrophenhochwässern. Wildbach und Lawinenverbau, 1980/2:71-102.

Hohensinn, F. (1979): Bodenmechanische Analysen von Geländebrüchen bei Murenbildung in kristallinen Verwitterungsböden. Mitt. Inst. f. Bodenmechanik, Univ. Insbruck.

Jackson, L.E.; Hungr, O.; Gardiner, J.S. & C. Mackay (1989): Cathedral Mountain debris flows, Canada. Bull. Int. Ass. Engineering Geology, No. 40, p.35-54. Paris.

Johnson, A.M. (1984): Debris flow. In: D.Brunsden, D.B.Prior (ed): Slope Instability: 257-361.

Larsson, S. (1982): Geomorphological effects on the slopes of Longyear Valley, Spitsbergen, after a heavy rainstorm in July 1972. Geogr. Ann. 64 A, 3/4:105-125.

Lindh, L.; Nyberg, R. & A. Rapp (1988): Geomorphological effects and recent climatic response of snowpatches and glaciers in the Western Abisko Mountains, Sweden. In: Permafrost. Proc. 4th int. conf. on permafrost:89-94.

Maisch, M. (1988): Die Veränderungen der Gletscherflächen und Schneegrenzen seit dem Hochstand von 1850 im Kanton Graubünden. Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd. 70:113-130.

Renner, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. Phys. Geographie, Vol. 8. Zuerich.

Reynaud, L. (1988): Alpine glacier fluctuations and climatic changes over the last century. In: Schnee, Eis und Wasser alpiner Gletscher. Mitt. VAW, Nr. 94, 127-146.

Rickenmann, D. (1990): Bedload transport capacity of slurry flows at steep slopes. Mitt. VAW, Nr. 103

Röthlisberger, H. (1978): Eislawinen und Ausbrüche von Gletscherseen. Gletscher und Klima, Jb. SNG 1978.

Rösli, U. & C. Schindler (1990): Debris flows 1987: Geological and hydrogeological aspects. In: Sinniger, R. & M. Monbaron (Eds): Hydrology in Mountainous Regions II - Artificial Reservoirs; Water and Slopes. IAHS Publ.no. 194: 379-386.

Sharp R. & L. Nobles (1953): Mudflow of 1941 at Wrightwood, Southern California. Bull. Geol. Soc. of America, Vol. 64:547-560.

Sassa, K. (1984): The mechanism to initiate debris flows as undrained shear of loose sediments. Interpraevent 1984, Vol.2:73-87. Villach.

Takahashi, T. (1981): Estimation of potential debris flows and their hazardous zones: soft countermeasures for a disaster. J. Natural Disaster Science, vol. 3, no 1:57-89.

VAW/EAFV (Hrsg.) (1988): Folgen der Waldschäden auf die Gebirgsgewässer in der Schweiz. Workshop 1987.

Washburn, A.L. (1979): Geocryology. London

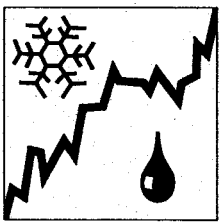
Zimmermann, M. & W. Haeberli (1989): Climatic change and debris flow activity in high-mountain areas. Landscape-Ecological Impact of Climatic Change: Discussion Report on Alpine Regions, universites of Wageningen/Utrecht/Amsterdam, p. 52-66.

Zimmermann, M. (1990): Debris flows 1987 in Switzerland: Geomorphological and meteorological aspects. In: Sinniger, R. & M. Monbaron (Eds): Hydrology in Mountainous Regions II - Artificial Reservoirs; Water and Slopes. IAHS Publ. no. 194: 387-393.

Anschrift des Verfassers:
Dr. Markus Zimmermann
Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie
ETH-Zentrum
8092 Zürich

Internationale Fachtagung 11. Mai 1990 in Zürich
Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, dem Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos, und dem Geographischen Institut der ETH Zürich



ABFLUSS

Bruno Schädler, Bern

Zusammenfassung

Der Abfluss ist grossen zeitlichen Schwankungen unterworfen. Als Ausgangssignal des Wasserkreislaufes ist er in erster Linie abhängig vom Niederschlag, in weiten Teilen des Alpengebietes aber auch vom Auf- und Abbau von Wasserreserven in Form von Schnee und Eis. Die Wasserreserven im Boden beeinflussen vor allem das kurzzeitige Verhalten des Abflusses. Die Verdunstung via Vegetation und direkt vom Boden ist die wichtigste Verlustgrösse.

Die gut messbaren Schwankungen des Abflusses widerspiegeln also das äusserst komplexe Geschehen im Grenzbereich zwischen Atmosphäre, Vegetationsdecke und Untergrund. Entsprechend vielfältig sind deshalb auch die Einflussfaktoren, welche das Abflussgeschehen im Alpenbereich beeinflussen können. Im Zentrum stehen zweifellos die Menge und die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge und der Temperatur. Mit einer Temperaturänderung verbunden wäre vor allem eine andere zeitliche Verteilung des Auf- und Abbaus der Wasservorräte in Form von Schnee und Eis. Mit einem wärmeren Klima dürften sich im Alpenraum die jahreszeitlichen Unterschiede im Abfluss verkleinern. Damit werden auch die grösseren Mittellandflüsse im Winter mehr, im Sommer weniger Wasser führen. Die Zuflüsse zu den nicht sehr hoch gelegenen Speicherseen werden im Sommer geringer ausfallen. Die mittleren Abflussmengen werden kaum merklich ansteigen. Die Hochwasserhäufigkeit dürfte im Winter und Frühjahr zunehmen. Die Niederwasser werden im Winter allgemein weniger, im Sommer in den davon betroffenen Gebieten merklich stärker ausgeprägt sein.

Summary

Temporal variations of runoff are well known. As the output signal of the water cycle, runoff mainly depends on precipitation, in parts of large Alpine regions also on the variations of water storage in the form of snow and ice. Water in the soil is responsible for the short-term variations of runoff. Evaporation through vegetation or directly from the soil account for the most important losses in the water budget.

The readily measured variations of runoff represent the very complex activity in the boundary between atmosphere, vegetation cover and underground. Consequently, runoff processes in the alpine regions are influenced by many different factors. The most important factors are amount and seasonal distribution of precipitation and temperature. A change in temperature

would change the seasonal variation of water storage in the form of snow and ice. In a warmer climate, the seasonal variation of runoff would be smaller in the Alps. Therefore, the discharge in the large rivers in the midlands would increase in winter and decrease in summer. Water flow into the Alpine reservoirs located at not very high altitudes would decrease in summer. There would be an only barely noticeable increase in mean runoff. Flood frequency could increase in winter and spring. In general, low flow would be less important in winter and, in certain regions, more severe in summer.

1. Charakteristik und Sensitivität

Der Abfluss ist, obwohl ihm in mannigfacher Hinsicht eine offensichtliche und grosse Bedeutung zukommt, im allgemeinen nur das Restglied, der Ueberschussanteil oder auch das Outputsignal des hydrologischen Geschehens.

Der mittlere Abfluss lässt sich für ein geschlossenes Einzugsgebiet wie folgt berechnen:

$$A = N - V - \delta S \qquad (1)$$

A	Abfluss
N	Niederschlag
V	Verdunstung
δS	Speicheränderungen

Damit wird direkt klar, dass der Abfluss über die anderen Glieder der Wasserhaushaltsgleichung (1) gesteuert wird:

- Die massgebliche Grösse ist der Niederschlag N. Sowohl im langjährigen Bereich (Jahre), als auch im kurzfristigen Bereich bei Hochwasserereignissen ist der Niederschlag die dominante Grösse.

- Die Verdunstung V ist das einzige echte Verlustglied. Sie ist abhängig von der Niederschlagsmenge, der Luftfeuchtigkeit, dem Strahlungshaushalt und damit von der Temperatur, und von der Windgeschwindigkeit. Für kurzzeitige Ereignisse ist der Einfluss der Verdunstung gering, aber bereits im Bereich von einigen Tagen nimmt ihre Bedeutung zu. Im alpinen Bereich jedoch kann die Verdunstung wegen ihres grossen Energiebedarfs die Bedingungen für das Abschmelzen von Schnee und Eis entscheidend verändern (Lang 1981), sodass sie dort bereits im Kurzfristbereich wichtig wird.

  Zusätzlich zu den meteorologischen Bedingungen sind die Bodenverhältnisse (Speicherfähigkeit, Durchlässigkeit, Flurabstand des Grundwasserspiegels etc.) und Art und Zustand der Vegetation für die Verdunstung von grosser Bedeutung.

- Die Wasservorratsänderung δS wirkt in ihren verschiedenen Erscheinungsformen je nach Zeitmassstab in sehr unterschiedlicher Weise auf

den Abfluss (Fig. 1). Die quantitative Bedeutung der verschiedenen Speicher ist von Einzugsgebiet zu Einzugsgebiet sehr unterschiedlich. Die direkt mit dem Inputglied Niederschlag und dem Verlustglied Verdunstung verbundenen Speicher (Boden) haben relativ kurze Reaktionszeiten. Sie sind daher entscheidend für kurzfristige Ereignisse wie die Hochwasserbildung. Entsprechend sind die tiefer liegenden Grundwasserspeicher (Grundwasser im weitesten Sinne), sowie die physikalisch langsam reagierenden Speicher (Schnee, Gletscher, Seen) hauptsächlich für den Basisabfluss und somit auch für die Niederwasserabflüsse verantwortlich. Die künstlichen, vom Menschen bewirtschafteten Speicher können je nach Lage für beide Zeitbereiche eingesetzt werden (Hochwasserrückhalt bei genügender Speicherkapazität; Abflussaufhöhung in Niederwasserzeiten bei genügend gespeichertem Vorrat, abhängig von der energiepolitischen und wirtschaftlichen Interessenlage).

Der Abfluss spielt also im allgemeinen innerhalb des hydrologischen Kreislaufes eine eher passive Rolle. Nur in speziellen Fällen, beispielsweise als Zufluss zu natürlichen Seen oder künstlichen Speicherseen und auch bei der Infiltration in das Grundwasser hat der Abfluss eine aktive Bedeutung für den hydrologischen Kreislauf.

Alles andere als passiv ist die Stellung des Abflusses jedoch im Rahmen unserer Umwelt und der Wasserwirtschaft. Tab. 1 fasst die verschiedenen Bereiche zusammen.

Die Bedeutung der einzelnen Bereiche ist nicht überall und jederzeit dieselbe. Die Gewichte können sich je nach wirtschaftlicher Entwicklung, in stärkerem Masse aber in Abhängigkeit vom Wasserdargebot verändern. So ist etwa der Bereich "Bewässerung" heute im Alpenbereich gesamtwirtschaftlich nicht von grosser Bedeutung. In anderen Gebieten der Erde jedoch ist die Versorgung mit Grundnahrungsmitteln direkt davon abhängig und durch eine nur geringe Wasserverknappung sehr stark gefährdet (Nemec 1989).

Die Sensitivität des Abflusses auf eine Klimaveränderung ist also sehr stark gekoppelt mit der Sensitivität einzelner Bereiche in Tab. 1, wodurch sich gewisse Einflüsse und Abhängigkeiten überproportional verstärken können.

Zusammenfassend kann folgendes festgehalten werden:

Wasser spielt eine entscheidende Rolle als Bindeglied innerhalb des atmosphärischen - biosphärischen - geosphärischen Systems. Innerhalb eines Landschaftselementes, wie es beispielsweise ein Einzugsgebiet darstellt, kann der Abfluss als Ausgangssignal betrachtet werden, welches die Prozesse im System zeitlich-örtlich integriert. Da der Abfluss gleichzeitig die am Besten messbare Grösse des Wasserkreislaufes ist, spielt er eine zentrale Rolle in der Erforschung des hydrologischen Geschehens.

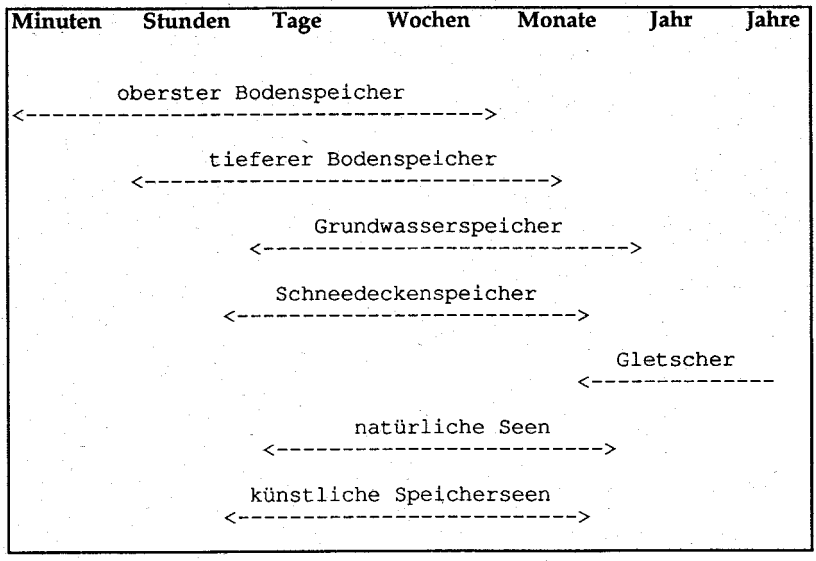


Fig. 1: Zeitliche Wirkung der verschiedenen Speicherarten

Naturgefahren	: Ueberschwemmungen, Murgänge
Transport	: Feste und gelöste Stoffe, Schiffahrt
Entsorgung	: Abwasser (Verdünnung und Abbau)
Wasserversorgung	: Trink- und Nutzwasser (Speisung der Seen und Grundwasservorkommen), Zubringen von Bewässerungswasser
Energiewirtschaft	: Betrieb der Laufkraftwerke Speisung der Speicherseen Kühlung von Kernkraftwerken Prozesswasser für Kühlung und Heizung (Wärmepumpen)
Oekologie	: Medium für mannigfache Lebewesen und Pflanzen
Landschaft	: Wichtiges Element der Landschaft Freizeit und Erholung

Tab. 1: Bedeutung des Abflusses in verschiedenen Bereichen

2. Datengrundlage

Die Beobachtung von Wasserständen und Abflüssen hat in den Alpenländern eine lange Tradition. Die staatlichen hydrometrischen Dienste haben seit Ende des letzten Jahrhunderts für zuverlässige, langjährige Messreihen gesorgt (Emmenegger 1988). Abflussmengen konnten allerdings erst seit Beginn des 20. Jahrhunderts regelmässig und verbreitet gemessen werden.

Für den Rhein bei Basel liegt heute eine über 100 jährige Messreihe vor. An 25 Stationen im schweizerischen Alpengebiet wurde seit mehr als 80 Jahren, an 60 Stationen mehr als 60 Jahre und an über 110 Stationen mehr als 30 Jahre die Abflüsse beobachtet. Es handelt sich dabei um Stationen mit Einzugsgebietsflächen bis hinunter auf 10 km^2.

Ein besonderes Problem bei der Analyse dieser Datenreihen bilden die zahlreichen anthropogenen Beeinflussungen der Abflüsse durch wasserwirtschaftliche Massnahmen, insbesondere durch Ueberleitungen und Rückhalt von Wasser zum Zwecke der hydroelektrischen Energieerzeugung. Durch derartige Einflüsse wird die Zeitreihenanalyse im Mittelwasser- und Niederwasserbereich weitgehend, im Hochwasserbereich zumindest teilweise, verunmöglicht. Im Zusammenhang mit der postulierten Klimaänderung müssen mit Hilfe von Trendanalysen relativ geringfügige Aenderungen wahrgenommen werden. Hier ist es ganz besonders wichtig, die Homogenität der Messreihen abzuklären. Hilfsmittel dazu sind, neben statistischen Tests innerhalb der Messreihen und mit Hilfe von anderen Messreihen, sorgfältige Abklärungen über anthropogene Eingriffe im Einzugsgebiet, oder auch Analysen mit Hilfe von Wasserbilanzbetrachtungen (Schädler 1989).

Es existieren einige Untersuchungen von langjährigen Messreihen:

Mittelwasserbereich, (Jahresmittelwerte):

- In der Analyse des Wasserhaushaltes grosser Einzugsgebiete der Schweiz (Schädler 1986) wurden die Abflussmessreihen der Periode 1901-1980 diskutiert.

- Die über 65-jährigen Abflussmessreihen mehrerer kleiner und mittlerer natürlicher Einzugsgebiete wurden in (Schädler 1989a) analysiert.

- Die 100-jährige Abflussmessreihe des Rheins bei Basel (1890-1989) zeigt Fig. 2.

Alle langjährigen Abflussmessreihen zeigen grosse Variationen im Verlaufe der Zeit (Fig. 3), welche direkt von den entsprechenden Schwankungen im Niederschlagsgeschehen abhängen. Werden durch eine Tiefpassfilterung der Messreihen die kurzzeitigen Schwankungen eliminiert, so zeigt sich eine überraschend regelmässige Periodizität der Schwankungen mit einer Wellenlänge von 6 - 11, im Durchschnitt 9 Jahren. Diese Schwankungen lassen sich in allen Gebieten der Schweiz, im Süden besonders ausge-

prägt, beobachten. Neben diesen periodischen Schwankungen fällt die Trockenzeit der 40er Jahre auf. In der ganzen Schweiz waren die Abflüsse, bedingt durch wenig Niederschlag und hohe Temperaturen sehr tief. In höher gelegenen, stark vergletscherten Gebieten wurde das Niederschlagsdefizit durch grosse Schmelzwasserbeiträge der Gletscher kompensiert, sodass dort (z.B. Massa) sogar überdurchschnittliche Abflüsse registriert wurden.

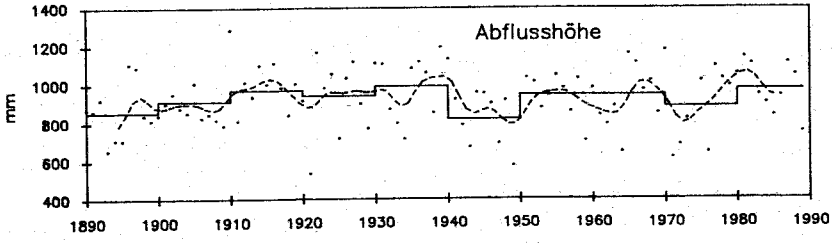


Fig. 2: 100-jährige Messreihe der Abflusshöhe im Rheineinzugsgebiet bis Basel. Dargestellt sind die Jahresmittelwerte (Punkte), Dekadenmittel (ausgezogene Linie) und die über jeweils 9 Jahre geglättete Zeitreihe (gestrichelt).

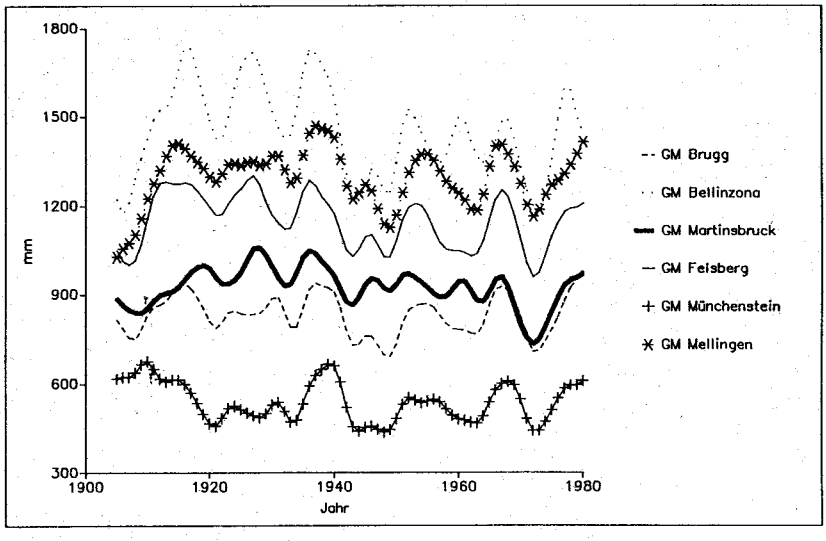


Fig. 3: 84-jährige Messreihen der Abflusshöhe verschiedener grosser Einzugsgebiete in der Schweiz. Dargestellt sind die mit einem Gauss'schen Tiefpassfilter über jeweils 9 Jahre gelätteten Zeitreihen. Es handelt sich um die Einzugsgebiete Aare-Brugg, Ticino-Bellinzona, Inn-Martinsbruck, Rhein-Felsberg, Birs-Münchenstein, Reuss-Mellingen.

Obwohl die Abflüsse in vielen Einzugsgebieten in der zweiten Hälfte der Beobachtungsperiode um 5-10% kleiner geworden sind, ist innerhalb der Variationen kein deutlicher langfristiger Trend erkennbar. Besonders markant ist die Abflussmessreihe im Einzugsgebiet des Ticino, wo sich seit der Trockenperiode der 40er Jahre die Abflüsse auf einem rund 10% tieferen Niveau eingependelt haben. Der Grund dazu ist ein ähnliches Verhalten der Niederschläge, welches möglicherweise mit einer generellen Aenderung der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf der Alpensüdseite im Zusammenhang steht.

Vorläufige Untersuchungen über die **jahreszeitliche Verteilung der Abflüsse** (Abflussregimes) haben bisher keine Hinweise auf Verschiebungen der vorherrschenden Hochwasser- und Niederwassermonate gegeben. Hierzu ist beizufügen, dass auch ausgedehntere Untersuchungen der jahreszeitlichen Niederschlagsverteilung keine signifikanten Aenderungen ergeben haben.

Die zeitliche Entwicklung der Auftretenswahrscheinlichkeit von **Hochwasser**spitzen wurde einerseits im Zusammenhang mit der Analyse der Hochwasser in der Schweiz betrachtet (Spreafico & Stadler 1986, 1988); anderseits wurden entsprechende Untersuchungen in den durch die Hochwasserereignisse im Jahre 1987 betroffenen Gebieten durch Aschwanden & Schädler (1988) und Zeller & Röthliberger (1988) durchgeführt. Für die über 100-jährige Datenreihe vom Rhein bei Basel gibt es eine Analyse von Schädler (1989b). Keine dieser Untersuchungen konnte eine markante Veränderung der Hochwasser-Intensität aufzeigen.

Die Analyse der Hochwasser-Zeitreihen ist allerdings mit verschiedenen Schwierigkeiten verbunden: bedingt durch die relative Seltenheit von Hochwasserereignissen liegen jeweils relativ wenig Daten vor. Die zahlreichen anthropogenen Eingriffe im Alpengebiet (Speicherseen, Ableitungen, Seeregulierungen, Flusskorrektionen) haben zur Folge, dass viele Zeitreihen nicht homogen sind. Und schliesslich ist die Hochwasser-Messung an sich oft mit grösseren Fehlern behaftet.

Die Variabilität der **Niederwasser** wurde im schweizerischen Alpenraum kaum untersucht. Die anthropogenen Einflüsse z.B. durch Ableitungen, Wasserentnahmen für Bewässerung (Trockenzeit !) können die Niederwasser-Abflüsse sehr stark beeinflussen. Untersuchungen auf der Basis des Q_{347}-Wertes (mittlerer Tagesabfluss, der an 347 Tagen im Jahr überschritten wird) von Aschwanden (1989) können keine abschliessenden Antworten geben.

3. Prozessverständnis

Der Abfluss ist eine Grösse, die zeitlich und örtlich grossen Schwankungen unterworfen ist. Der Hauptgrund dafür ist, dass er als Restglied der Wasserbilanz von sämtlichen zeitlich-örtlichen Schwankungen der anderen Wasserhaushaltskomponenten und der diese beeinflussenden Variablen abhängig ist.

Dadurch wird klar, dass für die Modellierung des Abflusses praktisch sämtliche Wasserhaushaltsprozesse im Einzugsgebiet exakt berechnet werden müssten. Sehr viele dieser Prozesse werden zwar im einzelnen verstanden: Aufnahme des Wassers in der Wurzelzone, Transport durch den Stamm, Transpiration durch die Stomata eines einzelnen Blattes, Interzeption einzelner Blätter, Tiefensickerung durch eine Bodenmatrix etc.

Die Modellierung dieser einzelnen Prozesse bietet jedoch selbst beim Vorliegen der notwendigen hydrometeorologischen Daten bereits Schwierigkeiten. Viele an sich physikalisch begründete Grössen müssen parametrisiert werden: So werden z.B. "Widerstände" an Wurzeln und Blättern eingeführt. Damit lassen sich immerhin plausibel begründbare Modellresultate erzielen. Bereits die Umsetzung der Erkenntnisse von einzelnen Blättern auf die ganze Pflanze bietet jedoch gewisse Schwierigkeiten. Für die Umsetzung auf ganze Vegetations-, Boden-, oder Standorttypen, auf grössere, kombinierte Flächen, beginnen die Probleme bereits grösser zu werden. Es müssen zahlreiche Parametrisierungen vorgenommen werden, welche oft, um die Zahl der Parameter nicht zu gross werden zu lassen, zusammengefasst werden müssen. Der Schritt zu einem Einzugsgebiet, und sei es noch so klein, lässt den angestrebten Detaillierungsgrad nochmals kleiner werden.

Die komplexen Interaktionen zwischen den einzelnen Prozessen und deren kombinierte Wirkungen sind bereits im hydrologischen "Normalzustand" weitgehend unverstanden. In extremen Verhältnissen (Trockenheit, intensive Niederschläge, Schnee, Schäden an der Vegetation) versagen sie rasch einmal. Darüberhinaus liegen selbst in intensiv untersuchten Einzugsgebieten kaum die notwendigen Daten in genügender zeitlich-örtlicher Auflösung vor: mikrometeorologische Daten, detaillierte Bodenkennwerte, detaillierte Angaben über die Vegetation und ihre Entwicklung, etc.

Die Folge davon ist, dass einerseits nur Aussagen über Teilprobleme diskutiert werden können, oder dass selbst hochentwickelte deterministische Modelle, wie beispielsweise das SHE-Modell oder das IHDM-Modell auch nicht ohne Parametrisierung gewisser Teilbereiche auskommen - auch nicht in weniger komplexen Einzugsgebieten, wie sie die Alpen darstellen.

Es müssen also bei allen Modellen mehr oder weniger zahlreiche Parameter, welchen zwar meistens eine physikalische Bedeutung zugemessen wird, an die Randbedingungen eines zu behandelnden Gebietes angepasst werden. In den genannten Modellen wie auch z.B. im Modell BROOK (Federer

& Lash 1982) beschränken sich diese Anpassungen auf einige wenige Parameter, in anderen wie z.B. IRMB (Bultot, 1988) ist eine vollständige Optimierung mit Hilfe des gemessenen Abflusses notwendig.

Die Frage stellt sich nun, ob solche Modelle für die Berechnung der Abflüsse unter veränderten Klimabedingungen geeignet sind. Am geeignetesten wären zweifellos detaillierte, deterministische Modelle. Sind dazu aber die notwendigen Inputdaten bekannt? Erforderlich sind ja nicht nur Temperatur und Niederschlag, deren Aenderungen vielleicht bekannt sind, sondern auch der Strahlungshaushalt und andere meteorologische Variablen ebenso wie die Art und Zusammensetzung der Vegetation und die Parameter, welche den Boden und den Untergrund beschreiben. Die zukünftigen Aenderungen dieser Grössen aber ist weitgehend unbekannt.

Anders sind die Anforderungen für die eher statistischen Modelle: Zwar werden dort nicht derart detaillierte Inputdaten verlangt. Die verschiedenen internen Abhängigkeiten der Parameter unter sich, die durch Eichung quantifiziert und optimiert worden sind, verschieben sich jedoch durch die oben erwähnten Umstellungen im Gebiet in eine unbekannte Richtung. Damit ist ungewiss, wie zuverlässig die Resultate bei geänderten Inputdaten und geänderten (unbekannten) Randbedingungen sind.

Aus diesen Ueberlegungen wird klar, dass mit den heute verfügbaren Modellansätzen nur Sensitivitätsanalysen unter heutigen Randbedingungen sauber durchgeführt werden können. Zusätzlich dürfte es möglich sein, mit Hilfe möglicher zukünftiger Rahmenbedingungen deren Einfluss auf den Wasserhaushalt abzuschätzen.

3.1 Kenntnislücken in Modellen und Daten

Damit liesse sich aber nur ein Zustand beschreiben, welcher sich bei einer erneuten Stabilisierung des Klimas eingestellt haben wird. Von grossem Interesse jedoch wäre, die Konsequenzen einer relativ raschen Klimaänderung zu kennen, und zwar während dieser Transitionsphase, welche vielleicht einige zehn bis einige hundert Jahre dauern dürfte. In dieser Zeit verändern sich ja die Rahmenbedingungen wie Vegetation, Boden, Gletscher, Grundwasserreserven etc. nicht gleich schnell wie das Klima. Gerade im Alpengebiet, wo teilweise nur wenig Boden vorhanden ist, dauert die Anpassungszeit zweifellos recht lange. Hier sind noch grosse Kenntnislücken vorhanden.

Wasserhaushaltsmodelle simulieren in der Regel nur die in einem Einzugsgebiet unter den gegebenen Umständen natürlich ablaufenden Prozesse. Künstliche Eingriffe wie Ableitung von Wasser zwecks Trinkwasserversorgung, Wasserkraftnutzung oder Bewässerung/Entwässerung müssen separat berücksichtigt werden. Die Bewässerung hat in der Schweiz nur in einzelnen Gebieten eine gewisse Bedeutung. In einem wärmeren Klima könnte sie durchaus an Bedeutung gewinnen. Da global gesehen

grosse landwirtschaftliche Gebiete bewässert werden, ist das Knowhow auf diesem Gebiet an sich vorhanden. Im Alpenraum dürfte aber in dieser Beziehung gegebenenfalls ein grosser Wissensrückstand aufzuholen sein.

In verschiedenen Untersuchungen (Bultot 1990; Forster & Leuppi 1990) hat sich deutlich gezeigt, dass für die Variabilität des Abflussverhaltens von Gebiet zu Gebiet die verschiedenen Speicher, allen voran der Boden, dann aber auch die Schneedecke, eine entscheidende Rolle spielen.

Geht man davon aus, dass verschiedene Modellansätze in Gebieten mit unterschiedlichen klimatischen und geologischen Bedingungen und in verschiedener Höhenlage angewendet werden sollen, um derart exemplarisch die Auswirkungen von Klimaänderungen studieren zu können, so sind zuverlässige Messdaten eine wesentliche Grundvoraussetzung. Der schweizerische Alpenraum ist mit einem verhältnismässig dichten Messnetz von Niederschlag-, Klima- und Abflussmessstationen überzogen. In höher gelegenen Gebieten müssten zweifellos die Niederschlagsmessung und damit auch die Messung der Schneedecke gezielt verbessert werden. Detaillierte klimatologische Daten, wie sie komplexe Modelle verlangen, sind in diesen Gebieten kaum erhältlich. Eine besondere Anstrengung müsste zusätzlich für die Erhebung der notwendigen Bodenkennwerte unternommen werden.

4. Zukunftsperspektiven

Im folgenden werden mögliche Auswirkungen eines **wärmeren Klimas im Alpenraum (Alpen und Voralpen)** in von zusätzlichen anthropogenen Einflüssen unberührten Einzugsgebieten skizziert. Diese Aenderungen würden der derzeitigen beträchtlichen natürlichen Variabilität des Abflusses überlagert. Sie würde wohl im mittleren Verhalten und während längeren Episoden, aber nicht unbedingt im Einzelfall sichtbar.

Es versteht sich von selbst, dass die folgenden Aussagen direkt abhängig vom angenommenen Ausgangsszenario der Klimaänderung ist. Folgende **Annahmen** seien getroffen:

- Erhöhung der Jahresmitteltemperatur um einige Grad, Wintertemperatur stärker erhöht als Sommertemperatur.

- Entsprechende Zunahme der Jahresniederschlagsmenge um einige Prozent, im Winter stärker als im Sommer.

- Zunahme der Häufigkeit von Starkniederschlägen.

- Auf grössere Höhe zurückgedrängte, aber stabile Gletscher.

Die Auswirkungen auf die verschiedenen Erscheinungsformen des Abfluss lassen sich etwa wie folgt beschreiben:

- Mittlerer Jahresabfluss

Die Verdunstung wird - insbesondere im Winterhalbjahr - leicht zunehmen. Mit dem Anstieg der Vegetationsgrenzen dürfte sie in höheren Lagen verstärkt an Bedeutung gewinnen. Daher wird der mittlere Jahresabfluss trotz höherem Jahresniederschlag kaum spürbar ansteigen.

- Jahreszeitliche Verteilung (Regime)

Die mittlere Schneefallgrenze verschiebt sich um einige 100 m nach oben. Dadurch werden die Schneereserven insbesondere in mittleren Höhen kleiner. Der vermehrt direkt zum Abfluss gelangende Niederschlag und die entsprechend verminderte Schneeschmelze bewirken eine saisonal ausgeglichenere Verteilung der Abflüsse. Die Abflussregimes (Aschwanden et al. 1986) verschieben sich in Richtung nival und pluvial (Fig. 4). Die ausgleichende Wirkung pflanzt sich auf die grossen Mittellandflüsse fort (Kwadijk 1989), sodass auch dort die Unterschiede zwischen Sommer- und Winterabfluss geringer werden (Fig. 5).

- Hochwasser

Die Zeitdauer mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt wird verkürzt und hat vermehrte Niederschläge in Form von Regen zur Folge. Die Saison für potentielle Hochwasser wird dadurch verlängert. Zusammen mit tendenziell höherem Basisabfluss verursachen die eher intensiveren Niederschläge im Winter und Frühjahr häufigere und höhere Hochwasser.

Die sommerlichen Hochwasser sind sehr schwer einzuschätzen. Einerseits fällt bei Niederschlagsereignissen ein grosser Teil als flüssiger Niederschlag und die Intensitäten dürften grösser sein. Anderseits werden die Bodenspeicher durch erhöhten Verbrauch der Evapotranspiration eher mehr Wasser speichern können und der Sommerabfluss wird generell kleiner sein. Diese Effekte dürften sich etwa kompensieren. Wirklich entscheidend, insbesondere für Katastrophenhochwasser, wird deshalb eine allfällige Veränderung der zeitlich-örtlichen Struktur und Intensität der Starkregen sein.

- Niederwasser

Im Alpenraum liegt die Niederwasserzeit meistens im Winter. Durch vermehrte flüssige Niederschläge werden die Niederwasser weniger ausgeprägt ausfallen.

In einigen Gebieten, wie etwa in den inneralpinen Trockentälern und in anderen exponierten Stellen werden im Sommer schon heute Trockenzeiten beobachtet. Dort, und zusätzlich in Gebieten mit wenig Schnee- und

Eisreserven, könnten durch geringer werdende Schneereserven und durch erhöhte Evapotranspiration Niederwasserabflüsse im Sommer öfter auftreten.

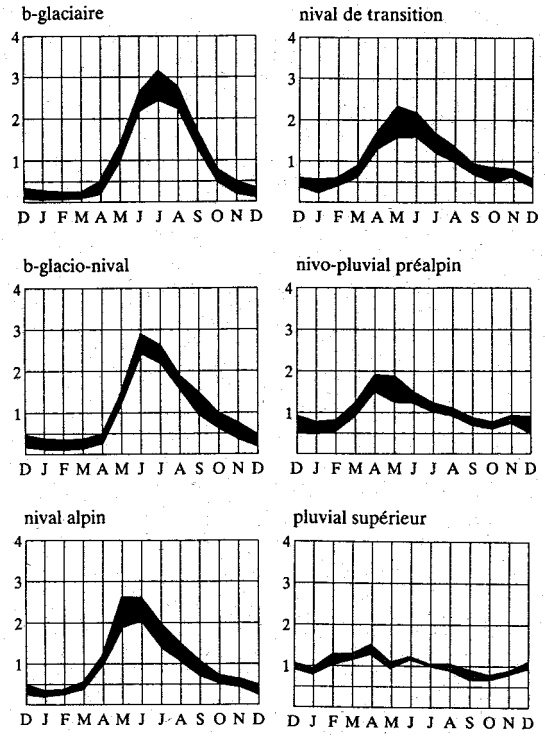


Fig. 4: Ausgewählte Abflussregimetypen (aus Aschwanden und Weingartner 1986). Die dargestellten Beispiele repräsentieren Einzugsgebiete, deren mittlere Einzugsgebietshöhe sich im Mittel um jeweils etwa 300 m unterscheiden. Dargestellt sind für jeden Monat die Bandbreite der Pardé-Koeffizienten (Quotient MQ_{Monat}/MQ_{Jahr}) verschiedener Einzugsgebiete.

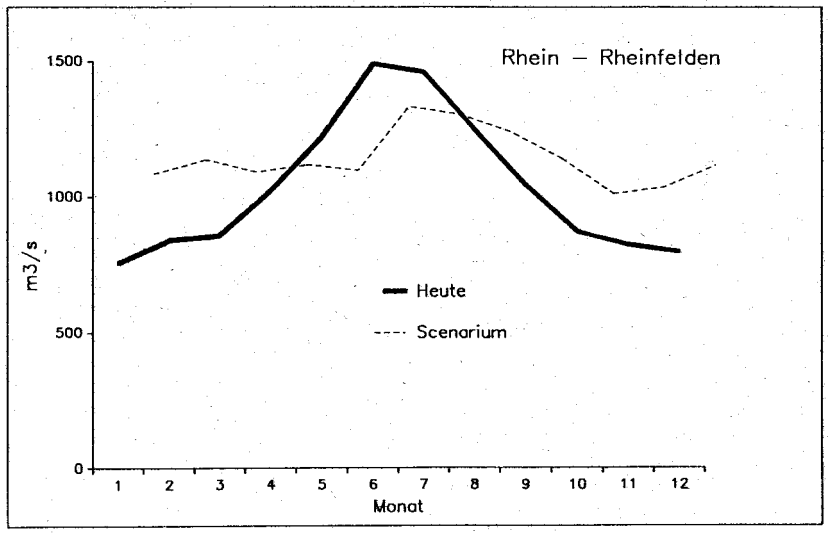


Fig. 5: Abflussregimes des Rheins in Rheinfelden: langjähriger gemessener Mittelwert und von Kwadijk (1989) berechnete Werte für erhöhte Temperaturen (+4°C im Winter, +2°C im Frühjahr und Herbst, unverändert im Sommer).

Die beschriebenen Aenderungen im Abflussverhalten können Folgen für die Umwelt und die Wasserwirtschaft haben, die sich etwa wie folgt präsentieren könnten:

- Speicherseen

Da die Schneereserven trotz erhöhter Niederschläge geringer ausfallen werden, fliesst den Speicherseen im Sommer weniger Wasser zu. Die teilweise Verlagerung der Zuflüsse in die Speicher mit nicht sehr hoch gelegenen Einzugsgebieten vom Sommer in den Winter könnte dazu führen, dass weniger Speicherraum für den saisonalen Ausgleich benötigt wird. Die Energieproduktion würde dadurch wohl nicht beeinträchtigt, da die gesamte Jahreszuflussmenge kaum verändert würde.

- Flusskraftwerke

Da sich wie erwähnt die ausgleichende Wirkung der Abflüsse auch auf die grossen Mittellandflüsse überträgt, wird die Energieproduktion im Winter zu Lasten des Sommers erhöht werden können. Damit wird die Auslastung der Turbinen ausgeglichen. Wegen der niedrigeren Sommerabflüsse müsste weniger Wasser entlastet werden. Die Gesamtenergieproduktion würde gleich bleiben oder geringfügig erhöht werden können.

- Seeregulierung

Da sich der Zufluss zu den Alpenrandseen ausgeglichener gestalten wird, würden die Seespiegelschwankungen voraussichtlich kleiner ausfallen. Die bestehenden Regulierreglemente müssten gegebenenfalls angepasst werden.

- Fliessgewässer als Vorfluter von Abwasser

Die allgemeine Erhöhung der Niederwasserabflüsse im Winter dürfte sich günstig auf die Verdünnungswirkung der Vorfluter von Abwassereinleitungen auswirken. Ausserhalb des alpinen Bereichs könnte sich in kleineren oder mittleren Fliessgewässern allerdings im Sommer durch ausgeprägtere Niederwasserzeiten Probleme ergeben.

5. Massnahmen

Wie die vorstehenden Ausführungen zeigen, sind viele Aussagen im Zusammenhang mit den Auswirkungen einer Klimaänderung auf die Abflüsse unsicher und nicht exakt belegbar. Es ist aus diesen Gründen verständlich, dass über die wasserwirtschaftlichen und ökologischen Auswirkungen dieser Veränderungen noch wenig konkrete Aussagen möglich sind und erst recht noch kaum handfeste Massnahmen in diesen Richtungen an die Hand genommen werden können.

Daher ist es umso wichtiger, einerseits zu versuchen, die entsprechenden Unsicherheiten zu beseitigen, anderseits trotzdem schon jetzt in den davon betroffenen Perspektivstudien und Planungsvarianten die möglichen Auswirkungen ebenfalls in Betracht zu ziehen.

Für die verantwortlichen Stellen in der Forschung, in den Behörden und in der Privatwirtschaft können die folgenden Massnahmen empfohlen werden:

- Beobachtungen, Analyse von Daten

Die dafür verantwortlichen Institutionen müssen darauf achten, lange Beobachtungsreihen, welche möglichst homogen, gut belegbar und von keinen anthropogenen Beeinflussungen belastet sind, weiterzupflegen. Solche Reihen sollten in verschiedenen Klimagebieten und Regionen, in verschieden grossen Einzugsgebieten bestehen. Auch sollten alle hydrologischen Regimes berücksichtigt sein.

Neben den langjährigen Messreihen sollten für die beobachteten hydrologischen Untersuchungsgebiete die notwendigen Ergänzungsdaten erhoben werden, wie z.B. Gebietskennwerte, Bodenkennwerte, Vegetation. Auch sollten, wenn nötig, die hydrometeorologischen Messnetze verdichtet werden.

Die fortlaufende Analyse der Wasserhaushaltsdaten sowie der Hochwasser- und Niederwasserdaten soll sichergestellt werden. Insbesondere sollte auch die saisonale Verteilung und Entwicklung bei den Analysen mitberücksichtigt werden.

- **Modelle, Grundlagenkenntnisse**

Geeignete Modelle sollten adaptiert und verbessert werden, um sie exemplarisch in einigen typischen Gebieten anwenden zu können. Der Verifikation der Modelle sollte grösste Beachtung geschenkt werden.

Die Anwendung der Modelle sollte mit Hilfe von Szenarien geschehen. Es ist dabei wichtig, viele Jahre zu simulieren, um zu überprüfen, in welchem Verhältnis die Abweichungen zur bisher beobachteten Variabilität steht.

Besonders wichtig ist die gewissenhafte Ueberprüfung der Modelle auf ihre Einsetzbarkeit während der Zeit eines schnellen Klimawechsels.

Aufgrund von Abflussszenarien könnten mögliche Auswirkungen auf die Umwelt und die Wasserwirtschaft bereits vor dem Vorliegen von Ergebnissen aus der Abflussmodellierung erforscht werden. Die sich daraus ergebenden möglichen Massnahmen könnten damit bereits zu einem frühen Zeitpunkt diskutiert werden.

Literatur

Aschwanden, H. (1989): Einsatz von Kurzzeitmessungen zur Bestimmung der Abflussmenge Q_{347}. Technischer Bericht Landeshydrologie und -geologie, Bern.

Aschwanden, H. & B. Schädler (1988): Hochwasserereignisse im Jahre 1987 in der Schweiz. Mitt. Nr. 10 der Landeshydrologie und -geologie, Bern.

Aschwanden, H. & R. Weingartner (1986): Abschätzungen im Mittelwasserbereich. In: Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie Nr. 33, Bern.

Aschwanden, H.; Weingartner, R. & Ch. Leibundgut (1986): Zur regionalen Uebertragung von Mittelwerten des Abflusses. Dt. Gewässerkundl.Mitt. 30 (2/3 und 4), 52-61, 93-99.

Bultot, F.; Coppens, C.; Dupriez, G.L.; Gellens, D. & F. Meulenberghs (1988): Repercussions of a CO_2 doubling on the water cycle and on the water balance - a case study for Belgium. J.Hydrol., 99:319-347.

Bultot, F. (1990): persönliche Mitteilung, Publikation in Vorbereitung.

Emmenegger, Ch. (1988): 125 ans d'hydrométrie en Suisse - Rétrospective. In: 125 Jahre Hydrometrie in der Schweiz. Mitteilung Nr. 9 der Landeshydrologie und -geologie, Bern.

Federer, C.A. & D. Lash (1982): BROOK: A hydrologic simulation model for eastern forests. Water resource research center, Univ. New Hampshire, Durham, New Hapshire, USA.

Forster, E. & E. Leuppi (1990): Ursachenanalyse Hochwasser 1987, Projekt A1: Waldwirkung, Schlussbericht. WSL Birmensdorf.

Kwadijk, J. (1989): Sensitivity of the river Rhine discharge to environmental changes, a first tentative assessment. In: Discussion Report on Fluvial Systems, 60-73. European Conference on Landscape Ecological Impact of Climate Change (LICC), Lunteren. Agricultural University of Wageningen.

Lang, H. (1981): Is evaporation an important component in high alpine hydrology? Nordic Hydrology,12:217-224.

Nemec, J. (1989): Impact of climate variability and change on water resources management in agriculture. In: Conference on Climate and Water, Suomen Akatemian Julkaisuja 9/89, Vol.2:357-371, Valtion Painatuskeskus, Helsinki.

Schädler, B. (1986): Der Wasserhaushalt der Schweiz. Mitteilung Nr. 6 der Landeshydrologie, Bern.

Schädler B. (1989a): Water balance investigations in Swiss Alpine basins - tool for the impoved understanding of impacts of climatic changes on water resources. In: Conference on Climate and Water, Suomen Akatemian Julkaisuja 9/89, Vol.1:462-475, Valtion Painatuskeskus, Helsinki.

Schädler, B. (1989b): Climate sensitivity of water balance and flood events. In: Discussion Report on Alpine Regions, 69-78. European Conference on Landscape Ecological Impact of Climate Change (LICC), Lunteren. Agricultural University of Wageningen.

Spreafico, M. & K. Stadler (1986): Hochwasserabflüsse in schweizerischen Gewässern, Band 1; Abflussmessreihen mit mehr als 30 Jahren in den Einzugsgebieten des Rheins und der Aare. Mitteilung Nr. 7 der Landeshydrologie und -geologie, Bern.

Spreafico, M. & K. Stadler (1988): Hochwasserabflüsse in schweizerischen Gewässern, Band 2; Abflussmessreihen mit mehr als 30 Jahren in den Einzugsgebieten der Reuss, der Limmat, der Rhone, des Ticinos, des Inn und der Adda. Mitteilung Nr. 8 der Landeshydrologie und -geologie, Bern.

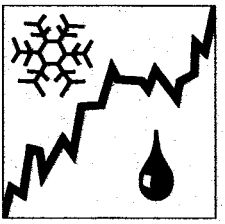
Zeller, J. & G. Röthlisberger (1988): Unwetterschäden in der Schweiz im Jahre 1987. Wasser, Energie, Luft, 80, 1/2:29-42.

Anschrift des Verfassers:
Dr. Bruno Schädler
Landeshydrologie und -geologie
3003 Bern

Internationale Fachtagung 11. Mai 1990 in Zürich

Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, dem Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos, und dem Geographischen Institut der ETH Zürich



PODIUMSDISKUSSION: PERSPEKTIVEN FÜR PLANUNG UND PRAXIS

Leitung: Prof. Dr. Daniel Vischer, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich

Teilnehmer: Andreas Götz, Bundesamt für Wasserwirtschaft, Bern

Dr. Kerry Kelts, ProClim, Bern

Alex Streichenberg, Nordostschweizerische Kraftwerke, Baden

Peter Zahnd, Luftseilbahn Zermatt-Schwarzsee-Klein Matterhorn AG, Zermatt

1. Nutzwasserwirtschaft

Götz:
Für die Nutzwasserwirtschaft, welche für einen Ausgleich zwischen Wasserdargebot und Wasserbedarf zu sorgen hat, ist von Bedeutung, ob die Bewirtschaftung in Zukunft zu verändern ist. So könnte z.B. bei Talsperren der Aspekt Trinkwasserversorgung jenen der Stromversorgung überwiegen.

Streichenberg:
Aus der Sicht der Kraftwerksbetreiber ist die Aussicht auf eine Verflachung des Jahresganges und damit eine Verschiebung der Abflüsse vom Sommer in den Winter positiv.

Vischer:
Auch die Speicherseen verschieben den Abfluss vom Sommer in den Winter. Bei einer klimatisch bedingten Verschiebung würden sich die Speicherseen zum Teil erübrigen, man bräuchte nicht zu klagen, wenn sie nicht ganz gefüllt werden.

Mitteilung Nr. 108, 1990, der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 127-131

2. Schutzwasserwirtschaft

Götz:
Für die Schutzwasserwirtschaft stellt sich die Frage, ob das Gefahrenpotential grösser oder kleiner wird, ob sich die Zahl und die Grösse der Hochwasser und der Murgänge verändert.

Haeberli:
In bisherigen Untersuchungen wurden Messreihen für die Beantwortung der Fragestellung "Was ist?" ausgewertet. Es ist jedoch eine andere Art der Forschung nötig, die mit Hilfe von Messreihen die Frage "Was wird sich in der Zukunft ergeben?" beantwortet.

Publikum:
Wird sich das Risiko von Hochwasserereignissen verändern? Z.B. treten im Wallis immer wieder im August und im September starke Niederschläge auf. Ein Anstieg der Temperatur hätte sicher Einfluss auf die Lage der Schneegrenze. Bei den Hochwasserereignissen im August 1987 zeigte sich, dass die Höhe der Schneegrenze ein wichtiger Faktor bei der Hochwasserentstehung ist.

Schädler:
Die Frequenz der Hochwasserereignisse wird zunehmen. Ob auch die Höhe des "possible maximum flood" (PMF) zunehmen wird, ist von der Veränderung der Starkniederschläge abhängig.

Siegenthaler:
Viele Modellsimulationen ergeben eine Intensivierung des Wasserkreislaufes. Die Häufigkeit und die Intensität der konvektiven Niederschläge werden zunehmen, eine Quantifizierung dieser Zunahme ist derzeit jedoch nicht möglich.

Vischer:
Gilt die von Dr. Schädler in seinem Beitrag prognostizierte Verschiebung des Abflussregimes auch für die Hochwasserereignisse? Denn bisher war beim Bauen in grösseren Höhen im Winter die Hochwassersicherheit gegeben.

Schädler:
In mittelhoch gelegenen Gebieten wird bei einer Temperaturerhöhung öfters Regen als Schnee fallen. Damit wird dort die Frequenz der mittleren Winterhochwasser steigen.

Streichenberg:
Die Speicherseen im Hochgebirge weisen ein hohes Retentionspotential auf. Deren mildernde Wirkung auf die Hochwasser 1987 wurde ja nachgewiesen.

3. Andere Auswirkungen der Klimaveränderung auf die Nutzung

Vischer:
Sind die zu befürchtenden Schneeprobleme keine Frage für die Tourismusbranche? [*Frage bleibt unbeantwortet*]

Publikum:
Im Gegensatz zur Konzessionspolitik des Bundes für Transportanlagen ist nun in den Kantonen Druck zur Erschliessung von schneesicheren Gipfelregionen entstanden. Besteht die Absicht, Seilbahnen in bisher unberührte Gipfelregionen zu bauen?

Zahnd:
Es sind keine Projekte in sehr hoch gelegenen Gebieten geplant. Oberhalb der Waldgrenze ist der Ausbau teuer und schwierig und findet nur noch sehr beschränkt statt.

Zahnd:
Laut Zeitungsberichten behaupten englische Wissenschafter, dass bis ins Jahr 2050 oder 2100 am Fusse des Matterhorns die ersten Palmen wachsen werden. Ist das realistisch?

Kuhn:
Die Vegetation kann sich nicht so rasch an die geänderten klimatischen Bedingungen anpassen. Für Mitteleuropa werden geringfügige Trockenheiten vorhergesagt, die Alpen als Strömungshindernis werden jedoch auch in Zukunft für Feuchte sorgen. Es kann beispielsweise sein, dass Föhnlagen mit Staueffekten nicht mehr so häufig auftreten.

Kelts:
Die Problematik der Klimaveränderung liegt auch bei der Unsicherheit in der Gesellschaft und ihrer Fähigkeit zur Anpassung.

4. Datengrundlage, Prognosen, Beurteilungen, Zukünftige Forschung

Publikum:
Betrachtet man z.B. den Gletschervor- und -rückgang, so sind 100 Jahre eine kurze Phase der Klimabeobachtung. Würde nicht eine Betrachtung über mehrere hundert Jahre bessere Extrapolationen erlauben?

Patzelt:
Vor rund 130 Jahren entstanden die ersten systematischen Klimamessstationen, welche detaillierte Untersuchungen ermöglichen. Die Beobachtungen zur Gletschergeschichte gehen aber weiter zurück, sodass sehr fundierte Erkenntnisse für die Periode seit dem Ende der letzten Eiszeit (letzte 10 000 Jahre) vorliegen. Erwärmungsperioden gab es in den letzten 10 000 Jahren öfters, darunter auch extreme Jahre wie die 1980-er, auch ohne spezielle Treibhause-Effekte. Gleichzeitig gab es schon früher Abschnitte, in denen eine nicht anthropogen bedingte, verstärkte Erwärmung auftrat. Die letzten

10 Jahre sind auch in Hinblick auf die meteorologischen Bedingungen nichts aussergewöhnliches. Im Rahmen der gegenwärtigen meteorologischen Bedingungen sind noch extremere Rekorde möglich. Nach dem bisherigen Ablauf der Ereignisse gibt es keinen Grund zur Hysterie.

Kelts:
Man muss die Vergangenheit nutzen, um die Prozesse verstehen zu lernen. Die Analogie der Vergangenheit für die Zukunft gilt jedoch nur beschränkt, da die Zunahme der Treibhausgase ohne historisches Vorbild ist. Es ist möglich, dass wir einem Zustand ohne erdgeschichtliche Praezedenz zusteuern.

Lang:
Zwischen den Auffassungen von Kelts und Patzelt bestehen keine Gegensätze. Die Extreme der letzten Jahre sollen nicht als Beweis für die Entwicklung gewertet werden. Dass eine Entwicklung in Gang kommen wird, ist nicht fraglich, fraglich ist jedoch die Richtung.

Publikum:
Können Schwankungen von CO_2 in Meeresböden-Stratigraphien im Zusammenhang mit den Eiszeiten für den Treibhauseffekt verwendet werden?

Siegenthaler:
Der CO_2-Gehalt der Ozeane hat sich in den Eiszeiten mit der Temperatur verändert. Die nun beobachteten Schwankungen liegen im Bereich der natürlichen Variationen. Es ist aber denkbar, dass ein veränderter Treibhauseffekt wirksam ist, ein Vergleich mit einem gleichen nicht beeinflussten System ist ja nicht möglich. Eine Veränderung des Treibhauseffektes ist nur aus der Theorie bekannt, ein Nachweis ist mit Sicherheit nicht möglich.

Vischer:
Der Trend der Beobachtungen geht sozusagen im Rauschen unter. In wievielen Jahren werden wir wissen, ob es wärmer wird?

Kuhn:
Die Standardabweichung der mittleren Jahrestemperaturen (als Mass für das Rauschen) der Station Innsbruck ist mit 0,6 Grad gleich gross wie der Trend in den letzen 100 Jahren. In einigen Jahrzehnten sollte es daher ersichtlich sein, ob es tatsächlich signifikant wärmer wird.

Kelts:
Es ist wichtig, die Regionalität des Klimas mit in Betracht zu ziehen, z.B. die Aridität des Wallis. Für die Südseite der Alpen gelten andere Prognosen. Für das mediterrane Gebiet werden eher mehr Temperaturschwankungen vorhergesagt.

Haeberli:
Es besteht ein genereller Nutzungskonflikt zwischen Gefahrenzonen und anderen Nutzungen im Hochgebirge. Die unterschiedlichen Reaktionszeiten verschiedener Prozesse könnten zu einer Verlagerung der Gefahrenzonen und damit auch der Nutzungskonflikte führen.

5. Massnahmen

Götz:
Heute wurde nur von Folgen eines Klimawechsels gesprochen. Muss man eine Klimaänderung einfach als gegeben hinnehmen? Wie gross ist der anthropogene Anteil?

Kelts:
Die kausale Bedeutung des Klimas, sowie die Irreversibilität einer Klimaänderung stellt ein ernstes Problem dar. Weltweit würde es sehr viel bedeuten, die Entwicklung rückgängig zu machen. Es wäre nötig, mit aller Kraft daranzugehen, ohne auf weitere Beweise zu warten. Diese politische Aktivität wird zweifellos nicht sehr schnell geschehen. Was zählt ist das Verständnis der Prozesse. Die nächsten 15 Jahren sind in der Frage der Massnahmen entscheidend, es wäre somit auch notwendig, z.B. Schutzbauten als Planungsvarianten zu berücksichtigen.

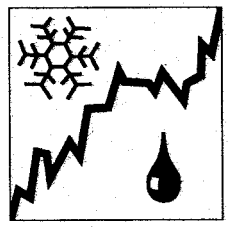
Publikum:
Es ist schwierig und teuer, Massnahmen zu treffen. Es ist jedoch global gesehen sicher noch teurer, nichts zu tun. Entsprechende Aktivitäten sind heute in Gang zu setzen.

Kelts:
Die derzeitige Diskussion erinnert an die Situation, in einem Wadi zu stehen und in der Ferne ein Gewitter zu beobachten. Es ist zum Handeln zu spät, wenn das Hochwasser bereits messbar ist.

Internationale Fachtagung 11. Mai 1990 in Zürich

Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, dem Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos, und dem Geographischen Institut der ETH Zürich



15 THESEN

Im Sinne einer Zusammenfassung der Tagung einigten sich die Referenten auf folgende 15 Thesen:

1. Seit der Mitte des letzten Jahrhunderts - dem Ende der "Kleinen Eiszeit" - ist die mittlere Lufttemperatur der Erde um rund 0,5°C angestiegen. Dieser Temperaturanstieg könnte bereits einen anthropogen verstärkten Treibhauseffekt enthalten.

2. Klimamodelle geben als Folge des verstärkten Treibhauseffektes bis zur Mitte des kommenden Jahrhunderts einen globalen Temperaturanstieg von rund 3°C vor, falls die Treibhausgasemissionen weiter ansteigen wie bisher. Die Übertragbarkeit dieser Mittelwertsangabe auf die regionale Dimension der Alpen ist jedoch fraglich, und die durch den Temperaturanstieg bedingte Entwicklung der Niederschläge bleibt ungewiss.

3 Die Schnee- und Eisvorkommen der Alpen befinden sich nahe am Schmelzpunkt und reagieren deshalb besonders empfindlich auf Erwärmungstendenzen.

4. Die Gleichgewichtslinie auf Gletschern kann mit relativ einfachen Ansätzen modelliert werden. In einem Szenario mit einer um 3°C wärmeren Atmosphäre dürfte sie rund 300 Meter höher liegen als heute; auch die winterliche Schneegrenze dürfte um rund 400 Meter ansteigen.

5. Veränderungen der Schnee- und Eismassen haben nicht nur praktische Auswirkungen, sondern sind auch wichtige Indikatoren hinsichtlich komplexer und schwer messbarer atmosphärischer Prozesse.

6. Auf veränderte atmosphärische Bedingungen reagiert die Schneedecke stark und praktisch unverzögert, während Gletscher und vor allem Permafrost ausgeprägte Filtereffekte haben, die das Verhältnis zwischen Signal und Rauschen bei der Beobachtung langfristiger Entwicklungen verbessern.

Mitteilung Nr. 108, 1990, der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 133-135

7. Die Auswirkungen des Temperaturanstiegs seit der Mitte des letzten Jahrhunderts sind am offensichtlichsten bei den Gletschern wahrnehmbar. Die Gleichgewichtslinie ist um knapp 100 Meter angestiegen, die vergletscherte Fläche ist um etwa 40% zurückgegangen und rund die Hälfte des alpinen Eisvolumens ist abgeschmolzen.

8. Temperaturanstieg und Gletscherschwund im 20. Jahrhundert waren ausgesprochen schnell und haben die obere Grenze des nacheiszeitlichen Schwankungsbereichs erreicht. Sollte sich der beobachtete Trend fortsetzen oder gar beschleunigen, so werden sich Verhältnisse einstellen, die seit der Eiszeit nie geherrscht haben.

9. Die künftige Entwicklung von Schnee, Gletschern, Permafrost und Abfluss in den Alpen kann bei vorgegebenen Klimaszenarien zumindest grob quantifiziert werden; für periglaziale Murgänge sind qualitative Angaben vorerst sinnvoller.

10. Nach den besten zurzeit möglichen Schätzungen würde bei einem Temperaturanstieg von 3°C die Schneedeckendauer auf Kurortshöhe um rund einen Monat verkürzt und die Schneehöhe gleichzeitig auf rund die Hälfte reduziert werden, drei Viertel der heutigen Gletscherfläche würden verschwinden und viele Permafrosthänge unterhalb 3000 Meter würden langfristig destabilisiert.

11. Bedingt durch den Schnee- und Eisschwund dürften die jahreszeitlichen Schwankungen des Wasserabflusses abnehmen und die Häufigkeit von Hochwasser im Winter und Frühjahr zunehmen. Gleichzeitig dürfte die Murgangtätigkeit verstärkt werden.

12. Falls die Vorhersagen der Klimamodelle zutreffen, wird der Treibhauseffekt die Temperatur in den kommenden Jahren über den nacheiszeitlichen Schwankungsbereich hinaus anheben; die Auswirkungen einer derartigen Entwicklung auf die Schnee-, Eis- und Wasservorkommen der Alpen müssen mit entsprechenden - und zum Teil bereits bestehenden - Beobachtungsnetzen angemessen dokumentiert werden.

13. Die Interpretation der Beobachtungsreihen muss durch gezielte Prozess-Studien - z.B. Energiebilanz über Permafrost, Murgangentstehung - und durch rechnerische Simulationen realistischer Szenarien verbessert werden.

14. In Anbetracht der wohl weiterhin bestehenden Unsicherheit hinsichtlich des zukünftigen Klimas sollten in der Praxis (Tourismus, Energieproduktion, Hochwasserschutz) zurückhaltende und anpassungsfähige Entwicklungskonzepte entworfen werden.

15. Heutige empirische Bemessungsgrundlagen (z.B. Hochwasserstatistik, Beurteilung von Lawinenauslaufstrecken, Beurteilung von Wildbachschwemmkegeln) könnten, weil sie sich auf Vergangenes stützen, zunehmend an Gültigkeit verlieren. An ihre Stelle müssten dann neue Kennwerte und anwendungsgerechte Modelle treten, die in der Lage sind, die massgebenden Prozesse unter Berücksichtigung der Klimaveränderungen zu simulieren. Das setzt allerdings ein gegenüber heute wesentlich verbessertes Prozessverständnis voraus.

Über diese wissenschaftliche Beurteilung hinaus erachten die Autoren das Problem des anthropogen verstärkten Treibhauseffektes als gravierend. Die damit verbundenen Veränderungen sollten für jeden Einzelnen Anlass geben, alles zu unternehmen, um den Energieverbrauch und den Schadstoffausstoss einzudämmen.